



Agenzia Regionale per la Prevenzione
e Protezione Ambientale del Veneto

LE FABBRICHE NATURALI DEL FREDDO



Primo rapporto sul monitoraggio sperimentale delle depressioni fredde condotto da ARPAV. Presentazione dei siti e dei dati raccolti fra l'autunno 2007 e l'estate 2010

B. Renon

ARPAV – Dipartimento Regionale per la Sicurezza del Territorio – E-mail: brenon@arpa.veneto.it

Indice

1. Introduzione	pag. 1
2. Richiami teorici degli scambi radiativi ed elementi favorevoli al raffreddamento dell'aria	pag. 2
2.1 Cenni teorici sul bilancio radiativo di un corpo	pag. 2
2.2 Scambi radiativi sulla superficie del terreno	pag. 2
2.3 Ruolo del substrato negli scambi radiativi dello strato superficiale	pag. 4
2.4 Emissività e albedo dello strato superficiale	pag. 4
2.5 Ruolo della presenza di un manto nevoso	pag. 5
2.6 Il raffreddamento dell'aria e l'importanza della morfologia del terreno	pag. 6
2.7 Il carsismo, un elemento chiave per il microclima delle depressioni fredde	pag. 6
2.8 Lo <i>sky-view factor</i>	pag. 8
3. Gli studi effettuati nel passato e i recenti monitoraggi in Italia	pag. 9
3.1 Le prime ricerche e le successive indagini sperimentali oltralpe	pag. 9
3.2 Monitoraggio delle doline italiane	pag.10
4. Siti monitorati	pag.10
5. Strumentazione utilizzata	pag.28
6. Presentazione dei dati	pag.29
6.1 Temperature medie annuali del 2009	pag.29
6.2 Temperature medie mensili del 2009	pag.30
6.3 Temperature minime assolute del 2009	pag.31
6.4 Analisi delle temperature invernali	pag.31
6.5 Breve analisi delle temperature estive	pag.34
6.6 Numero di giorni con temperature minime negative in estate	pag.35
6.7 Escursioni termiche medie e massime giornaliere	pag.35
7. Aspetti del microclima delle depressioni fredde	pag.36
7.1 Temperature minime estreme	pag.36
7.2 Formazione del lago di aria fredda	pag.38
7.3 Marcata inversione termica	pag.38
7.4 Forti oscillazioni termiche	pag.39
7.5 Esondazione del lago di aria fredda	pag.40
7.6 Flussi di versante e valanghe di aria fredda	pag.41
8. Conclusioni	pag.43
9. Bibliografia	pag.43
10. Siti Internet consultati	pag.44

Sommario

Viene descritta l'attività di monitoraggio del microclima delle conche carsiche montane, intrapresa da qualche anno dal Centro Valanghe di Arabba dell'ARPAV (Agenzia Regionale per la Prevenzione e la Protezione Ambientale del Veneto) sul territorio dolomitico e sulle Prealpi venete, nell'ambito del progetto "Monitoraggio ambientale degli ambienti dolomitici d'alta quota" e sulla scia di ricerche analoghe effettuate in altri paesi, come Austria, Slovenia, Stati Uniti e Giappone.

A tale scopo sono state individuate alcune depressioni o doline montane e monitorate con dei registratori di temperatura ed umidità, posti generalmente sul fondo di esse.

Dai primi risultati è emerso che anche nelle conche del versante meridionale delle Alpi orientali si verificano spesso particolarissime condizioni micro-climatiche, caratterizzate da temperature minime estreme, con valori anche inferiori a -40°C , fortissime inversioni termiche, improvvise oscillazioni della temperatura, soprattutto nelle ore notturne, e marcate escursioni termiche giornaliere, tipiche delle zone desertiche.

Parole chiave

Depressione, dolina, raffreddamento radiativo, flusso geotermico, carsismo, lago di aria fredda, flussi notturni di versante, valanghe di aria fredda.

Abstract

The Avalanche Centre of Arabba, belonging to the Regional Environment Agency of Veneto region (Italy), carries out, for the last few years now, a monitoring of frost hollows' microclimate in mountain areas, following similar researches done in other countries, like Austria, Slovenia, United States and Japan. For this purpose some mountain frost hollows have been detected and monitored by temperature and relative humidity data loggers, put at their bottom. First results of this monitoring showed that also the natural depressions in Southern Alps have peculiar climate conditions, characterized by extreme low temperatures, lower than -40°C too, strong temperature inversions, sudden variations in temperature, especially in the night time, and large daily temperature range, typical for the desert areas.

1. Introduzione

In alcune aree del territorio montano e collinare il suolo è caratterizzato dalla presenza di piccole o grandi concavità, di natura prevalentemente carsica, all'interno delle quali possono generarsi condizioni termiche molto particolari, che sembrano non competere alla climatologia dell'ambito geografico che le ospita. Si tratta di conche, depressioni o più generalmente "doline", il cui comportamento termico in determinate condizioni meteorologiche è già stato studiato in passato all'estero e che fin da subito ha indotto i ricercatori ad approfondire i vari aspetti che lo contraddistinguono.

All'origine del fenomeno è la formazione ed il ristagno, all'interno della conca, di uno strato di aria molto fredda nelle ore serali e notturne, soprattutto nel periodo invernale, in concomitanza con cielo sereno e vento molto debole o assente. Grazie all'assenza di vento nella conca e alla continua perdita di calore del terreno, tale strato, caratterizzato da aria sempre più fredda e da una marcata inversione termica, rimane intrappolato nella depressione ed aumenta rapidamente di spessore, assumendo le caratteristiche di un "lago di aria fredda". La formazione di questo "lago", peraltro comune nelle zone di parziale ristagno dell'aria fredda, come gli ampi fondovalle e le pianure, è associato ad una sorprendente fenomenologia del comportamento della temperatura e di

conseguenza anche dell'umidità relativa, palesando un'estrema sensibilità del "lago" alle condizioni meteorologiche generali. Nelle notti invernali serene e calme la massa d'aria contenuta nella conca si raffredda in maniera rapida ed intensa fin dal tramonto, specie in prossimità del fondo, il quale si raffredda maggiormente rispetto agli strati appena superiori, determinando una forte inversione termica. E' sufficiente però una moderata ventilazione per rimescolare il "lago di aria fredda", far scomparire l'inversione e provocare bruschi rialzi termici, soprattutto sul fondo. Qualora, invece, il vento resti debole o assente ed il cielo si mantenga sereno o poco nuvoloso per tutte le 24 ore, la massa d'aria fredda intrappolata nella depressione si scalda sensibilmente durante il giorno, grazie al prolungato soleggiamento che caratterizza di solito queste doline, favorendo quindi escursioni termiche giornaliere molto ampie.

Il raggiungimento di temperature minime estreme, nonché il verificarsi degli altri peculiari aspetti di questo microclima, è associato a determinate condizioni meteorologiche, tipicamente anticicloniche, e raramente si attua durante le intense irruzioni invernali di aria fredda. Durante queste ultime, infatti, la spiccata ventilazione favorisce una distribuzione omogenea della temperatura, in aree poste ad altitudini simili, per cui le doline presentano spesso la stessa temperatura delle zone limitrofe.

Allo scopo di studiare tale fenomenologia e di confrontare le informazioni raccolte con quelle acquisite in altri paesi, ARPAV sta conducendo un monitoraggio sperimentale in una decina di siti sulla montagna veneta, con la loro dislocazione che è parzialmente cambiata nel corso degli anni, in relazione alla significatività dei dati registrati. Nel corso dell'autunno 2010 è iniziato il monitoraggio di tre nuovi siti (non considerati ed analizzati in questo lavoro), fra i quali la "Busa Nord di Fradusta", sull'Altopiano delle Pale di S.Martino, dove il 27 dicembre 2010 è stata misurata una temperatura di -48.3°C , che rappresenta il valore più basso registrato finora durante questa campagna di misure.

2. Richiami teorici degli scambi radiativi ed elementi favorevoli al raffreddamento dell'aria.

2.1 Cenni teorici sul bilancio radiativo di un corpo

Componente fondamentale della fenomenologia in esame è lo scambio energetico che si instaura fra l'aria e lo strato più superficiale del terreno e, secondariamente, fra quest'ultimo ed il sottosuolo.

Senza entrare troppo nello specifico della materia, si può affermare, a grandi linee, che la temperatura superficiale di qualsiasi corpo dipende da quanto calore perde il suo strato pellicolare più esterno, da quanta energia termica, proveniente dal suo interno, tende a compensare tale perdita superficiale e da quanto calore riceve dall'esterno.

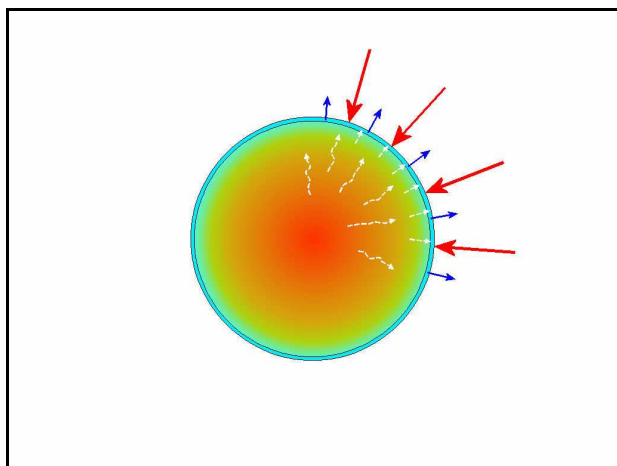


Figura 1: la temperatura dello strato più superficiale di un corpo è frutto del bilancio radiativo fra le radiazioni in entrata (freccie rosse), quelle in uscita (freccie blu) ed il flusso di calore interno (freccie tratteggiate bianche) che in questo caso compensa il raffreddamento superficiale con afflusso di calore proveniente dalle zone calde più profonde.

La perdita ed il guadagno di calore dello strato più superficiale si compiono principalmente tramite il fenomeno dell'irraggiamento, ovvero la

modalità di trasferimento dell'energia per mezzo di onde elettromagnetiche. La trasmissione di calore all'interno del corpo avviene, invece, quasi esclusivamente per "conduzione", cioè per semplice contatto, dalle zone più calde a quelle più fredde e nel nostro caso si immagina un oggetto "a cuore caldo".

Qualsiasi corpo in natura, che sia un pezzo di legno, un sasso, un tubo di ferro, ecc, emette radiazioni (onde) elettromagnetiche di intensità (ampiezza) e frequenza (lunghezza d'onda) che dipendono dalle caratteristiche fisiche del corpo, in particolare dalla sua emissività, ma soprattutto dalla sua temperatura superficiale.

2.2 Scambi radiativi sulla superficie del terreno

Allo stesso modo, anche il suolo emette radiazione elettromagnetica, continuamente, sia di giorno che di notte, con intensità e frequenza abbastanza costanti ma dipendenti dalla temperatura dello strato più superficiale, per cui c'è un massimo di emissione in corrispondenza delle ore centrali del giorno, quando il suolo raggiunge le temperature più alte e quindi emette più flusso radiativo. In questo caso lo strato superficiale è costituito dai primi millimetri/centimetri di terreno, il cui stato termico è in relazione al suo bilancio radiativo, ovvero alla differenza fra la radiazione "in entrata", proveniente in gran parte dal sole, dalle nubi e dai gas serra (principalmente vapore acqueo, anidride carbonica e metano) e quella "in uscita", cioè la radiazione emessa dal suolo e quella solare riflessa verso lo spazio dal suolo stesso. Non va dimenticata però l'influenza del flusso di calore interno del substrato, che in caso di raffreddamento del sottile strato superficiale del terreno (tipicamente di notte), tende a compensare questo abbassamento termico superficiale, con il trasporto conduttivo di calore dagli strati più profondi e caldi a quello più esterno e relativamente freddo.

Per dare conto in maniera esaustiva dei processi in gioco, innescati dai flussi radiativi, bisognerebbe analizzare il bilancio in termini energetici, per cui andrebbero considerati, oltre al flusso di calore nel substrato, anche i flussi di calore sensibile, i flussi di calore latente, il flusso utilizzato per la fotosintesi e l'energia immagazzinata dal sistema vegetale (Nardino e Georgiadis, 2004), qualora presente. Una tale trattazione dettagliata dell'argomento, però, esula dalle finalità di questo lavoro.

Vediamo ora di analizzare il comportamento termico del terreno e dell'aria a contatto con esso, ragionando solo in termini radiativi, distinguendo fra il giorno e la notte.

Giorno (dall'alba al tramonto):

La somma delle radiazioni in arrivo dal sole (al netto della riflessione per albedo), dalle eventuali nubi e dai gas serra è maggiore della radiazione emessa dal suolo e quest'ultimo si

riscalda sensibilmente, scaldando (per convezione e per conduzione) anche i primi metri d'aria sopra di esso. L'entità di questo riscaldamento dipende naturalmente dalla durata del soleggiamento, anche in relazione ad ostacoli naturali o artificiali che lo possono limitare o annullare e dalla presenza o meno delle nubi, nonché dalle caratteristiche superficiali del suolo, ovvero dal tipo di terreno, dal tipo di copertura vegetale e, soprattutto, dalla presenza o meno di copertura nevosa. Il bilancio (differenza) fra energia assorbita e quella ceduta è positivo.

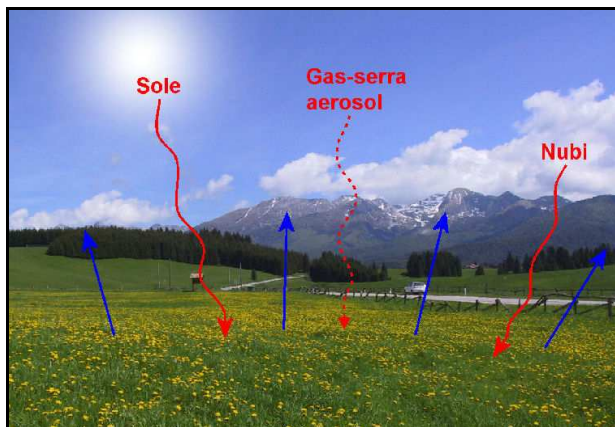


Figura 2: il bilancio radiativo superficiale è positivo (guadagno di calore) durante il giorno per la prevalenza delle radiazioni provenienti dal sole, dalle nuvole e dall'atmosfera (frecce rosse) rispetto alla radiazione emessa dal suolo (frecce blu).

Notte (dal tramonto all'alba)

In questo caso il calore rilasciato dal suolo verso lo spazio (radiazione in uscita) è maggiore di quello in arrivo dalle eventuali nubi e dai gas-serra. Il bilancio fra energia assorbita e quella ceduta è negativo ed il suolo quindi si raffredda, raffreddando anche l'aria a contatto con esso.

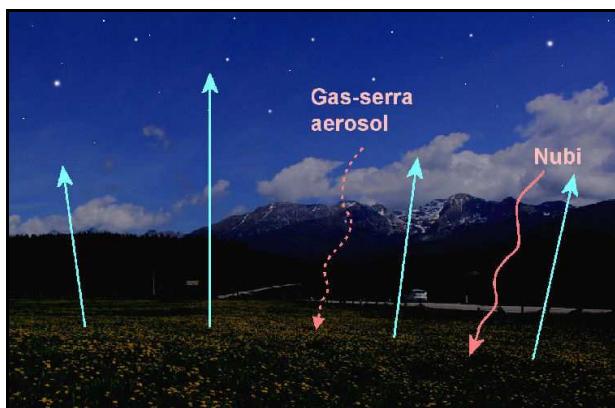


Figura 3: il bilancio radiativo superficiale è negativo (perdita di calore) durante la notte per la prevalenza della radiazione emessa dal suolo (frecce azzurre) rispetto alle radiazioni provenienti dalle nubi e dall'atmosfera (frecce rosa).

L'eventuale presenza di nubi gioca un ruolo molto importante nel raffreddamento notturno, per il loro potere di intercettare gran parte della radiazione emessa dal suolo e re-irradiarlo verso il basso. Questo si verifica perché la radiazione

emessa dalla terra e da qualsiasi corpo, presenta una lunghezza d'onda maggiore (radiazione ad onda lunga) rispetto a quella di origine solare (radiazione ad onda corta), quest'ultima in grado di attraversare parzialmente il filtro costituito da nubi, aerosol e dagli altri componenti dell'atmosfera. E' interessante notare che la densità di flusso energetico della superficie terrestre e la densità di flusso re-irradiato verso il basso da gas e materiale particolato, presentano valori simili, tali da avere un effetto di quasi azzeramento nel bilancio radiativo notturno dello strato superficiale del terreno, annullandone spesso il raffreddamento. Fondamentale è il tipo e lo spessore delle nubi, la cui influenza è massima in caso di nubi basse e dense e minima con nubi alte e sottili

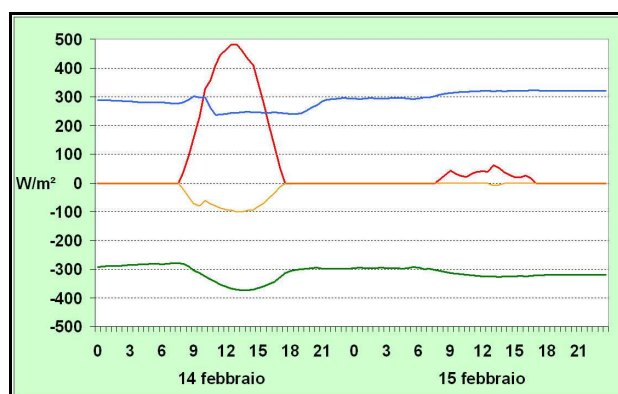


Figura 4: andamento dei flussi radiativi a Ponte di Piave (TV) il 13 e 14 febbraio 2006 (dati dr. Andrea Pitacco - Dipartimento di Agronomia e Produzioni Vegetali - Università di Padova). In colore rosso la radiazione solare ad onda corta, in arancione la radiazione ad onda corta riflessa, in blu la radiazione ad onda lunga emessa dall'atmosfera ed in verde la radiazione ad onda lunga emessa dal suolo. Si noti la diversità fra l'andamento del 14 febbraio (cielo sereno o poco nuvoloso) e quello del giorno seguente (cielo coperto). Per convenzione i flussi "in uscita" vengono rappresentati con valori negativi.

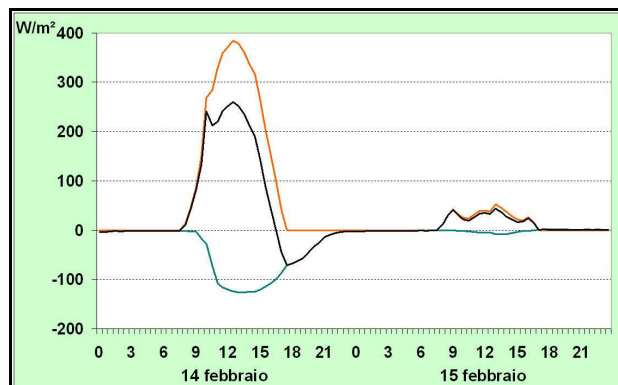


Figura 5: flussi radiativi netti a Ponte di Piave (TV) il 13 e 14 febbraio 2006 (dati dr. Andrea Pitacco - Dipartimento di Agronomia e Produzioni Vegetali - Università di Padova). In colore arancione la radiazione netta ad onda corta (differenza fra la radiazione solare globale e quella riflessa), in colore verde-petrolino la radiazione netta ad onda lunga (differenza fra radiazione terrestre e quella atmosferica). In colore nero la radiazione netta complessiva, responsabile del riscaldamento o del raffreddamento del suolo.

2.3 Ruolo del substrato negli scambi radiativi dello strato superficiale

Le considerazioni riguardanti il raffreddamento radiativo dello strato più superficiale del terreno non possono totalmente prescindere, come già accennato, dai flussi geotermici, ovvero da quanto succede nel sottosuolo, visto che la diminuzione di temperatura che avviene sulla superficie tende ad essere compensata da un flusso di calore proveniente dagli strati sottostanti. E' bene però chiarire che quando si parla di strato superficiale si fa riferimento solo ai primi 2-3 cm di terreno o roccia (che presentano oscillazioni termiche giornaliere superiori a quelle dell'aria) e quando si accenna ai flussi di calore del sottosuolo ci si riferisce a quelli che interessano i primi decimetri di suolo; infatti, più in profondità (soprattutto sotto i 50-100 cm), i flussi geotermici presentano intensità, oscillazioni giornaliere (molto deboli) e tempi (molto lunghi) non paragonabili a quelli che governano le oscillazioni termiche giornaliere della superficie, ma non per questo sono da ritenersi trascurabili nel ciclo termico giornaliero. Infatti, dopo il rapido ed intenso raffreddamento successivo al tramonto, per l'iniziale, massiccio rilascio di calore ad onda lunga, viene a crearsi nel corso della notte, per motivi che non verranno qui analizzati, un quasi-equilibrio fra tale rilascio ed il flusso geotermico compensatore. E' interessante anche evidenziare che le variazioni termiche esterne, propagandosi nel terreno, si ammortizzano e subiscono uno sfasamento temporale, tanto che a 20-30 cm di profondità la massima giornaliera viene raggiunta con un ritardo di 6-12 ore, in relazione ai materiali che costituiscono il substrato (Geiger, 1965).

L'entità del flusso dipende dal gradiente termico che si instaura fra la superficie e questi pochi decimetri di terreno sottostante, gradiente che viene modulato quotidianamente dai flussi radiativi innescati principalmente dal sole (energia termica che "penetra" nel terreno), e dal rilascio di calore notturno del suolo. Tale gradiente dipende dalla conducibilità termica del materiale, la quale dipende a sua volta dalle caratteristiche fisico-chimiche, dalla densità e, soprattutto, dal contenuto in acqua del substrato. Così, ad esempio, una roccia calcarea risulta meno conduttrice rispetto al granito e ancora meno rispetto al porfido, così come un terreno sciolto asciutto conduce meno di un terreno bagnato.

Un altro fattore da tenere in considerazione, per quanto la sua influenza possa ritenersi non determinante, è la capacità termica del materiale predominante costituente il suolo, influenzata dalle caratteristiche fisico-chimiche e dal contenuto di acqua del materiale. Un terreno sabbioso-secco presenta una capacità termica molto minore rispetto ad un terreno argilloso-umido, per cui si riscalda più rapidamente al

mattino, ma si raffredda altrettanto rapidamente dopo il tramonto.

Ma a questo punto non si può non considerare un'altra importante proprietà che governa la velocità di propagazione del calore nel sottosuolo, cioè la diffusività termica, data dal rapporto fra la conducibilità e la capacità termica. Sia nel caso di onda termica "discendente" (calore che dalla superficie si propaga nel sottosuolo, tipicamente di giorno) che "ascendente" (calore che dal sottosuolo si propaga verso la superficie, tipicamente di notte) un materiale avrà una bassa diffusività termica se la sua conducibilità sarà ridotta e la sua capacità sarà elevata). Il concetto di diffusività termica si rivela importante quando si ha a che fare con un regime non stazionario, in cui il materiale è soggetto a variazioni termiche non costanti nel tempo. E' proprio il caso del suolo che subisce le oscillazioni termiche giornaliere, stagionali e climatiche dell'atmosfera, con "tempi di reazione" e profondità di penetrazione completamente diversi. Se le variazioni giornaliere vengono percepite fino a 0.2-4 m (a seconda che la roccia sia compatta o fratturata) con ritardi di diverse ore, quelle stagionali arrivano fino a 4-35 m, sempre in relazione alla roccia compatta o fratturata e al tipo di roccia (Giovanni Badino, 2010, comunicazione personale) con ritardi di alcuni mesi e può accadere che a 7 m di profondità la minima temperatura annuale si verifichi in estate (Geiger, 1965). Nel caso poi dei cambiamenti climatici a lunghissimo termine, la propagazione termica avviene per molte centinaia di metri, con tempi dell'ordine delle centinaia o migliaia di anni. Nell'ipotesi di una trasmissione di calore nel sottosuolo che avvenga interamente per conduzione, si può affermare che gli effetti della fine dell'ultima era glaciale, circa 12000 anni fa, non sono ancora arrivati oltre i 2000 m di profondità (Giovanni Badino, 2010, comunicazione personale).

Tutto questo per dire che nei pochi decimetri di terreno interessati maggiormente dalle vicissitudini atmosferiche giornaliere si sovrappongono, in teoria, flussi termici a scale temporali molto diverse, benché di entità nettamente inferiori. In pratica, per il fenomeno in esame, cioè il raffreddamento/riscaldamento dello strato epidermico del suolo e conseguentemente dell'aria a contatto con esso, prevalgono gli effetti della propagazione dell'onda termica a ciclo giornaliero nel primissimo strato di sottosuolo.

2.4 Emissività e albedo dello strato superficiale

Il raffreddamento del suolo è funzione anche delle caratteristiche fisico-chimiche e cromatiche della sua superficie, che regolano altri due fattori: l'emissività e l'albedo

L'emissività di una superficie, ovvero il rapporto fra il suo potere emissivo e quello del corpo nero, alla stessa temperatura, varia fra 0 e 1 e dipende essenzialmente dal suo contenuto di acqua, dalla sua rugosità, dalla sua temperatura e dalle caratteristiche dell'eventuale vegetazione che lo ricopre, oltre che dalla lunghezza d'onda considerata. Per quasi tutti i tipi di superficie del suolo l'emissività è superiore a 0.8 ma si possono individuare alcune differenze (prato con erba alta 0.90-0.95, prato con erba rasata 0.97, suolo senza vegetazione 0.95-0.98).

L'albedo di una superficie, ovvero il rapporto fra la radiazione solare incidente e quella riflessa verso lo spazio, variabile anch'essa fra 0 e 1, dipende soprattutto dal suo colore e dal suo contenuto di acqua. E' noto come una superficie di colore chiaro rifletta molta più luce rispetto ad una di colore scuro. Il valore dell'albedo di un suolo è generalmente inferiore a 0.5, con valori molto bassi per i suoli scuri ed umidi (0.06-0.08) e più alti per i suoli chiari coperti di sassi o rocciosi (0.20-0.30).

2.5 Ruolo della presenza di un manto nevoso

Il bilancio energetico superficiale cambia radicalmente qualora il terreno risulti coperto da uno strato di neve; in questo caso le caratteristiche del suolo e della sua superficie perdono importanza e gran parte dei processi di scambio radiativo e di trasmissione del calore avvengono sullo strato pellicolare esterno della neve, che diventa la superficie radiante, e all'interno del manto nevoso.

L'importanza del ruolo della neve è da attribuirsi ad alcune peculiarità fisiche di questo elemento, che conducono ad un raffreddamento della sua superficie, soprattutto in caso di neve fresca farinosa, che non ha eguali in natura.

La neve ha un'albedo elevatissima, una buona emissività e una scarsa conducibilità; queste caratteristiche le troviamo ai massimi livelli nella neve fresca farinosa, mentre in caso di neve vecchia tali prerogative sono più attenuate.

L'albedo della neve fresca farinosa è di gran lunga la più elevata (0.90-0.95) fra tutte le superfici naturali, con valori massimi nella lunghezza d'onda del visibile. Anche l'emissività della neve fresca è la più alta in assoluto (0.99), con valori massimi nella lunghezza d'onda dell'infrarosso, anche se molto simile a quella del suolo avente la stessa temperatura superficiale. La neve molto farinosa presenta, inoltre, una bassissima conducibilità termica (0.08 W/m·K) e questo per la molta aria contenuta nel suo interno (finché i processi di trasformazione interni della neve non ne riducono sensibilmente il volume). L'aria secca, infatti, è un eccezionale isolante, con valori di conducibilità termica paragonabili a quelli del polistirolo e poliuretano espansi e della fibra di vetro.

Il ruolo della bassa conducibilità della neve emerge chiaramente se si considera che anche all'interno dello strato nevoso vi sono dei flussi di calore che tendono a compensare il raffreddamento superficiale. Senza voler entrare nello specifico degli scambi energetici che interessano il manto nevoso, dove oltre ai flussi radiativi finora trattati, andrebbero considerati anche i flussi di energia associati al calore sensibile e latente e a quello associato alle precipitazioni (pioggia e neve), si può dire che esiste un interscambio energetico fra suolo e neve e fra neve ed aria. Il suolo, con i suoi flussi geotermici, tende a riscaldare la base del manto nevoso, pur con effetti trascurabili nel bilancio giornaliero, e quest'ultimo sperimenta un sensibile gradiente termico verticale fra la base più calda (all'interfaccia suolo-neve vi è spesso una temperatura di 0°C) e gli strati superficiali più freddi, con conseguenti flussi di calore compensatori (figura 6).

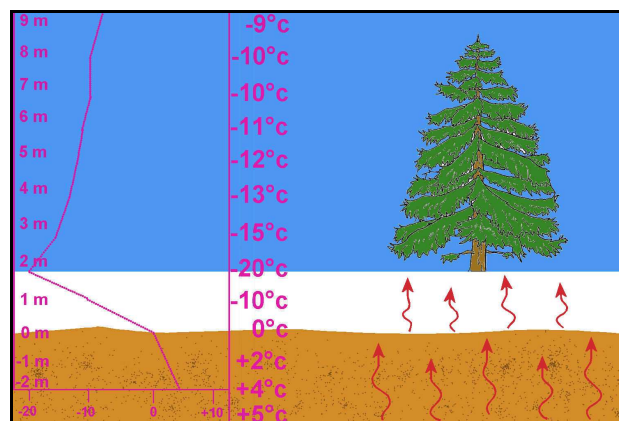


Figura 6: il profilo verticale della temperatura all'interno del primo strato di sottosuolo (colore marrone) e del manto nevoso (colore bianco) è responsabile dei flussi interni di calore diretti dalle zone più calde a quelle più fredde. Situazione tipica di un'alba invernale. Nell'aria si noti la forte inversione termica nel primo metro sopra il manto nevoso.

Fa eccezione il manto nevoso composto da neve molto umida primaverile, in cui la situazione di isotermità (0°C su tutto il profilo della neve) non innesca alcun flusso di calore.

Uno strato di neve fresca, pertanto, ha una superficie che riflette quasi tutta la radiazione solare, riscaldandosi pochissimo (albedo elevata), e che emette molta radiazione ad onda lunga, raffreddandosi notevolmente nelle ore notturne (emissività elevata); inoltre, per la bassa conducibilità, funge da isolante per i flussi di calore provenienti dall'interno dello strato di neve vecchia sottostante o dallo strato attivo del suolo (in caso di prima nevicata), riducendo inoltre anche la penetrazione della poca radiazione solare assorbita dalla neve.

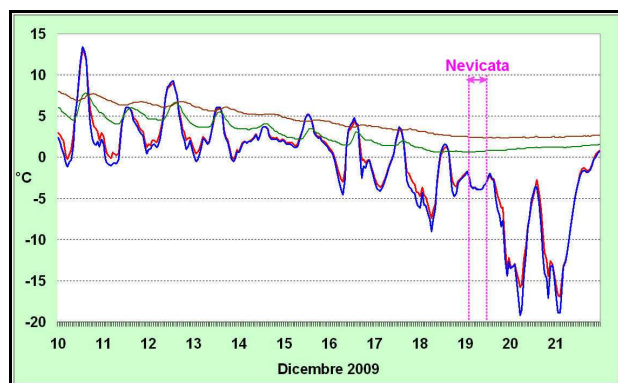


Figura 7: andamento delle temperature dell'aria a 2 m (linea rossa) e a 50 cm (linea blu) dal suolo e del terreno a 10 cm (linea verde) e 20 cm (linea marrone) di profondità fra il 10 ed il 21 dicembre 2009 a Lison di Portogruaro (VE). Fino al 18 dicembre le temperature del terreno hanno presentato le oscillazioni giornaliere, molto attenuate a 20 cm di profondità. La nevicata del giorno 19, di 20-25 cm, ha favorito un abbassamento delle temperature dell'aria nei due giorni seguenti e la quasi scomparsa delle oscillazioni termiche giornaliere del terreno.

2.6 Il raffreddamento dell'aria e l'importanza della morfologia del terreno

Il riscaldamento (di giorno) ed il raffreddamento (di notte) dello strato più superficiale del suolo viene trasmesso per "conduzione" (tramite la diffusione molecolare) ai primi millimetri d'aria a contatto con il suolo e per "convezione" (tramite la turbolenza) ai primi metri di aria sovrastanti; è per questo motivo che si dice che l'aria si raffredda o si riscalda "dal basso" (è invece trasparente alla radiazione solare ad onda corta, che la attraversa senza riscaldarla).

Durante una notte serena e con poco vento (rimiscelamento) il progressivo raffreddamento dell'aria vicina al suolo, la porta ad una sensibile stratificazione, con gli strati più freddi, densi, e quindi pesanti, in basso e quelli meno freddi e leggeri in alto. Ne consegue il fenomeno dell'inversione termica, che per le prime decine di metri va considerata comunque "fisiologica" nelle notti invernali (di altra natura è l'inversione termica che si estende verso l'alto per centinaia di metri e che è la causa principale del ristagno al suolo degli inquinanti).

Nel caso del raffreddamento, che è quello che interessa maggiormente in questo lavoro, è importante tenere in considerazione che l'aria fredda è un fluido che si comporta in maniera molto simile all'acqua, i cui movimenti, qualora non intervengano altre forze (es. vento), sono determinati dalla forza di gravità. Su un terreno pianeggiante l'aria raffreddata dal suolo tenderà a stazionare sopra di esso, mentre su un pendio essa scivolerà verso valle, impedendo un suo ristagno. Nel caso di un profilo convesso del terreno (colle) l'aria fredda scenderà lungo tutti i suoi versanti, mentre con un profilo concavo

(depressione) l'aria fredda scivolerà lungo i suoi pendii interni e si accumulerà sul fondo.

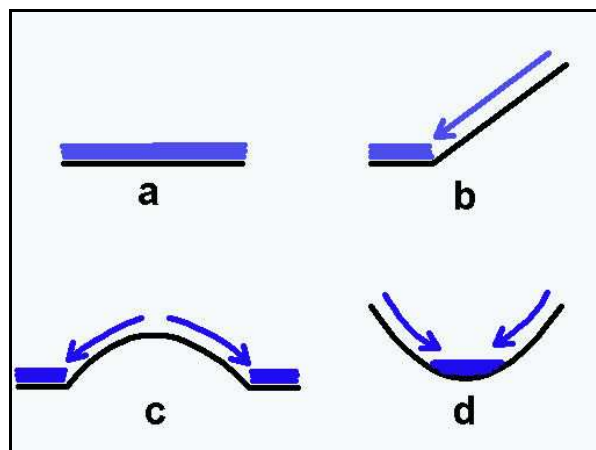


Figura 8: movimenti dell'aria fredda (freccie blu) a contatto con il terreno, in relazione alla morfologia del suolo. a) terreno pianeggiante: l'aria raffreddata dal suolo ristagna, subendo solo movimenti indotti dal vento; b) terreno inclinato (pendio): l'aria fredda scivola verso valle per gravità, impedendo il ristagno; c) profilo concavo (colle): l'aria fredda scende lungo i pendii, impedendo il ristagno; d) profilo concavo (dolina): l'aria fredda scende lungo i pendii interni alla conca e ne determinano un ristagno sul fondo di essa.

Il ristagno dell'aria fredda su un terreno pianeggiante è vero nell'ipotesi di assenza di vento, in quanto anche solo una minima ventilazione indurrà della turbolenza e con essa un rimiscelamento dell'aria che attenuerà il raffreddamento. E' facilmente intuibile che la conformazione del terreno che offrirà un maggior riparo al vento e tenderà a mantenere l'aria in uno stato di quiete è quella concava.

Il fondo di una vallata, che sembrerebbe predisposto per favorire il ristagno di aria fredda, in realtà è soggetto alle "brezze di monte", ovvero a scorrimenti per gravità di aria fredda, più pesante, lungo i pendii e lungo l'asse delle vallate, deboli o forti che siano, e pertanto si attua quella situazione di turbolenza e rimiscelamento appena citata.

Per questi motivi, a parità di altitudine e di condizioni meteorologiche, una cima di un colle o di un monte, oppure un pendio, risulteranno più tiepidi di notte rispetto ad un altopiano e quest'ultimo sarà meno freddo di una conca, con l'inversione termica come fenomeno dominante.

2.7 Il carsismo, un elemento chiave per il microclima delle depressioni fredde

Fra le terre emerse la morfologia concava della superficie terrestre, intesa come vera e propria conca chiusa, costituisce una minoranza rispetto alle prevalenti morfologie convesse (colline e montagne) e pianeggianti (pianure, deserti). Tipiche concavità naturali del terreno si riscontrano nei crateri da impatto meteorico, nelle caldere vulcaniche e negli avvallamenti

formati da morene glaciali e da depositi alluvionali o franosi, ma è nelle aree soggette al carsismo che il profilo concavo del suolo trova la sua più diffusa manifestazione.

Il fenomeno del carsismo, dovuto a processi di dissoluzione chimica e di erosione idrica di alcuni tipi di rocce particolarmente solubili all'azione dell'acqua meteorica (soprattutto calcari e gessi), porta alla genesi di particolari morfologie sia del suolo (incisioni e deformazioni di varia natura e dimensione) che del sottosuolo (grotte, gallerie, cunicoli, pozzi)

Fra le forme di modificazione del suolo più vistose vi sono le doline, i polje e le uvale, termini che stanno ad indicare delle conche chiuse e morfologie che si prestano molto bene ad intrappolare l'aria raffreddata di notte dal terreno.

Senza voler analizzare le caratteristiche di una dolina, di un *polje* e di un'*uvala*, differenti per tipologia di forma, genesi ed evoluzione, ci si limiterà ad utilizzare genericamente il termine "dolina" o "depressione fredda", ad indicare una qualsiasi concavità nel terreno, prescindendo dai suoi aspetti morfometrici.

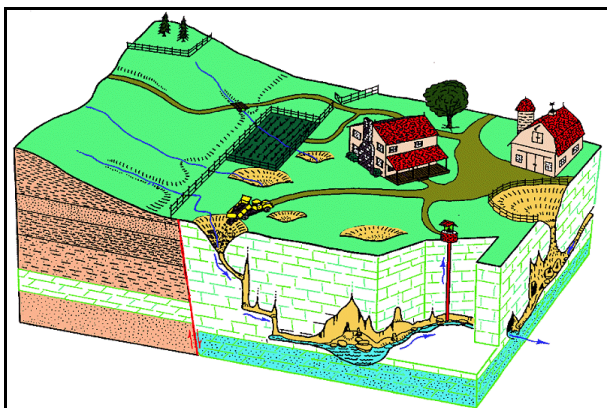


Figura 9: schema grafico delle principali manifestazioni del carsismo (tratta da <http://tetide.geo.uniroma1.it>).

Tali concavità presentano diametri medi variabili da alcune decine di metri a qualche chilometro, profondità comprese fra 1-5 m e 100-200 m, forme generalmente a ciotola, imbuto o piatto e geometrie sia regolari che irregolari, sia simmetriche che asimmetriche. A dispetto della loro forma, adatta alla raccolta dall'acqua meteorica, non ospitano normalmente sul loro fondo bacini lacustri, per effetto delle infiltrazioni nel substrato carsico, che convoglia l'acqua dalla superficie e la smaltisce in profondità, spesso attraverso un inghiottitoio posto sul fondo della dolina. Tuttavia la temporanea o stabile impermeabilizzazione del suo fondo, causata da depositi argillosi, dal detrito o da tappi di ghiaccio o nevato in condizioni di permafrost (Meneghel, n.d.), può consentire la formazione di un piccolo lago, che però rappresenta un'eccezione nell'ambiente carsico, contraddistinto normalmente da un'idrografia superficiale assente o poco significativa.

Nelle zone di alta montagna si possono riscontrare, inoltre, morfologie peculiari, dovute

all'effetto combinato del carsismo e dell'azione erosiva e modellante dei ghiacciai dell'ultimo periodo glaciale. Dopo il loro ritiro, avvenuto negli ultimi 20000 anni, sono state liberate dal ghiaccio quelle che vengono denominate "conche glacio-carsiche".

Le formazioni calcaree più diffuse in Italia, oltre naturalmente che nel Carso triestino, goriziano e sloveno, si hanno nelle Prealpi friulane, venete, trentine e lombarde, nelle Alpi Liguri, Marittime e Cozie, in Umbria, Abruzzo, Campania e Puglia. In Veneto le più diffuse aree carsiche per rocce calcaree si individuano in tutta la fascia prealpina e in qualche zona dolomitica.

Le aree più vaste con substrato gessoso si trovano in Sicilia, nelle province di Agrigento e Caltanissetta. In Veneto i gessi sono presenti soprattutto nella zona dolomitica, in particolare in Cadore e nella Valle del Biois (BL), dove peraltro non si riscontrano concavità rilevanti per il fenomeno in esame.

I processi di carsificazione in atto da milioni di anni sui calcari, sui gessi e sulle altre rocce solubili, rivelano velocità ed efficacia che sono funzione anche della disponibilità di acqua meteorica e della temperatura, per cui nei climi caldo-umidi la dissoluzione superficiale è più rapida ed incisiva (Semeraro, 2000).

Nelle numerose aree carsiche presenti in Italia è possibile quindi riscontrare differenze negli stadi evolutivi e sugli effetti del fenomeno, in relazione alle diverse condizioni termo-pluviometriche.

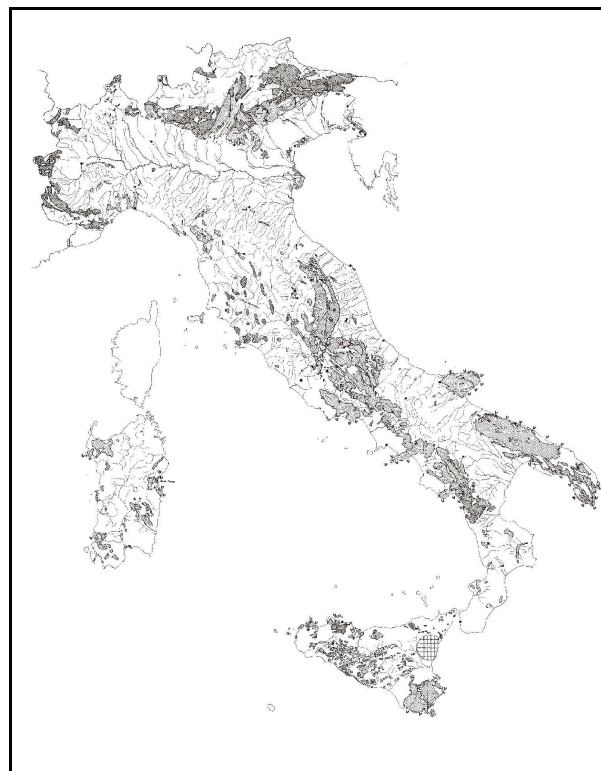


Figura 10: carta delle aree carsiche d'Italia (da M. Menichetti e S. Tosti).

Per finire un accenno al possibile ruolo del substrato carsico, che trova nelle rocce calcaree

la sua massima espressione, nel bilancio energetico superficiale del terreno, grazie ad alcune caratteristiche fisiche di questa roccia che porterebbero ad un maggiore raffreddamento della superficie. Rispetto ad altri tipi di substrati quello carsico-calcareo, presenta:

- una minore conducibilità termica, che limita di notte il flusso di calore nel terreno verso lo strato superficiale, per contrastarne il raffreddamento;
- una minore presenza di acqua sul suolo e nel sottosuolo, che garantisce una capacità termica relativamente bassa, favorendo estremi termici più accentuati ed un più rapido raffreddamento subito dopo il tramonto, quando è massima la perdita radiativa ad onda lunga. Inoltre evita di avere, in concomitanza con questa forte emissione radiativa serale, il massimo gradiente termico verticale in quei 20-30 cm di suolo termicamente attivo, a causa del già citato sfasamento temporale delle oscillazioni di temperatura che lo caratterizza (massime giornaliere che si verificano in serata o nella notte). Non si esclude poi che la minore quantità di acqua presente nell'ambiente carsico porti, mediamente, ad una minore umidità dell'aria, il che favorirebbe il rilascio di calore ad onda lunga;
- una temperatura del sottosuolo sensibilmente inferiore, per l'effetto "refrigerante" dell'acqua di infiltrazione che circola nelle cavità carsiche ed intercetta, in parte assorbendolo, in parte rifrangendolo, il flusso geotermico. Una montagna carsificata, infatti, è ben più fredda rispetto ad una non carsificata, per la quale si ammette un gradiente geotermico di 30°C ogni 1000 m, a fronte di un gradiente di soli 3°C/1000 m assunto per il sottosuolo carsico (Giovanni Badino, 2010, comunicazione personale). Una temperatura del sottosuolo più bassa potrebbe garantire un minor flusso di calore geotermico verso la superficie.

Per il momento, comunque, tali considerazioni sono da ritenere del tutto teoriche in quanto non è stata trovata in letteratura alcuna conferma in tal senso. Inoltre, rispetto a certi tipi di suolo, aventi caratteristiche simili, tali fattori sarebbero trascurabili e limitati, in ogni caso, alle situazioni con assenza di manto nevoso al suolo, per i motivi già analizzati.

In ogni caso è fuor di dubbio che il ruolo determinante del carsismo, nel ciclo giornaliero delle oscillazioni termiche, rimane quello di favorire le forme concave del suolo che intrappolano e sedimentano l'aria fredda.

2.8 Lo sky-view factor

Un parametro topografico che contraddistingue ogni conca e che risulta il più importante fra quelli che ne determinano l'entità del raffreddamento (Whiteman, C. D. et al. 2003) è lo *sky-view factor* (*fv*), definito come:

$$fv = \cos^2 \alpha$$

dove α è l'angolo medio di elevazione dell'orizzonte topografico, visto dal fondo della conca (Marks e Dozier, 1979). Lo *sky-view factor*, termine che può essere tradotto come "fattore di cielo visibile", indica qual'è la porzione di cielo che si vede dal fondo della dolina (tipicamente dal sito monitorato) e varia fra il valore massimo di 1 (orizzonte piatto a 360°) ed il valore minimo di 0 (situazione quasi impossibile, con montagne, alberi o edifici che occludono completamente la vista del cielo).

In una dolina, più bassa sarà l'elevazione media dell'orizzonte topografico, più alto sarà questo valore e maggiore sarà la perdita di calore verso lo spazio (emissione radiativa ad onda lunga). Qualsiasi ostacolo (pendii interni della depressione, versanti montuosi esterni, alberi, grandi massi) limiterà questa perdita di calore ed esso stesso sarà fonte di radiazione ad onda lunga (calore), diretta in parte verso la depressione, con il risultato di contrastarne il raffreddamento.

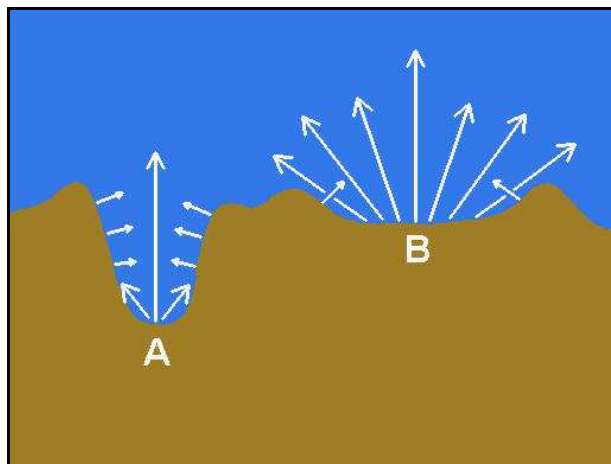


Figura 11a

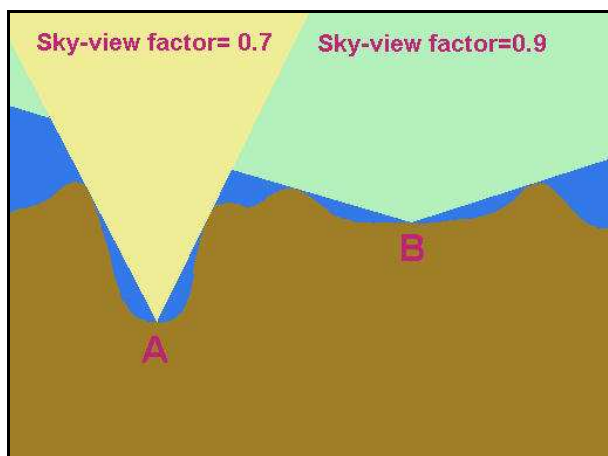


Figura 11b

Figure 11a e 11b: : importanza dello *sky-view factor*: la dolina A tenderà a perdere calore e quindi a raffreddarsi di notte con maggiore difficoltà rispetto alla dolina B, a causa dei vicini e ripidi versanti che occludono parte del cielo.

Nella determinazione dell'elevazione media dell'orizzonte topografico bisogna tenere conto anche degli eventuali alberi presenti nella dolina o sul suo bordo (Litschauer, 1962). Una dolina piccola e profonda avrà uno *sky-view factor* basso (es. 0.7) ed il suo raffreddamento notturno sarà come "frenato", mentre una dolina ampia e poco profonda, con il fattore di cielo visibile più alto (es. 0.9), potrà raffreddarsi più liberamente, sempre che sussistano condizioni meteorologiche favorevoli. Questo spiega anche perché, a parità di altitudine e di condizioni anemometriche, il fondo di una valle stretta e profonda non potrà, di notte, essere così freddo come quello di una vallata più ampia o come su un altopiano. Per contro, durante il giorno, la dolina/vallata più profonda sarà più fredda per il ridotto o assente soleggiamento.

Nel caso di una dolina boscata, cioè ospitante una ricca vegetazione arborea, il rilascio di calore da parte del suolo, e quindi il suo raffreddamento, sarà molto ridotto, in quanto intercettato dai tronchi, dai rami, e dalle foglie degli alberi; l'emissione radiativa di questi ultimi contribuirà anch'essa a contrastare il raffreddamento della dolina, in maniera minore nelle zone più interne (tronchi) e maggiore in quelle periferiche (foglie e rami più alti). Il contributo dei processi evapotraspirativi della vegetazione, con dispersione di vapore acqueo verso l'atmosfera della dolina (con apporto di calore sensibile e latente), nel nostro caso possono essere ritenuti trascurabili nel periodo invernale. Il fondo di una dolina "nuda", quindi, si raffredderà molto di più, soprattutto in inverno, rispetto ad una dolina piena di biomassa (vegetazione), mentre nelle zone più elevate della depressione le differenze saranno minori (Andrea Pitacco, 2010, comunicazione personale).

3. Gli studi effettuati nel passato e i recenti monitoraggi in Italia

3.1 Le prime ricerche e le successive indagini sperimentali oltralpe

La consapevolezza che negli avvallamenti, nelle zone più depresse, facesse più freddo di notte rispetto alle zone limitrofe è sempre stata diffusa, probabilmente anche nell'antichità, ma pochi potevano immaginare i fenomeni meteorologici, singolari e sorprendenti, che vi si riscontravano. La spinta verso le prime misure e l'approfondimento scientifico venne dall'osservazione degli effetti, spesso dannosi, sulla vegetazione presente in queste conche, come negli anni '20 nella foresta di Anzig-Ebersberg, vicino a Monaco di Baviera, dove un'opera di riforestazione fu notevolmente ostacolata. Molte giovani piante di pino, infatti, morivano o crescevano con molta difficoltà e questo, lo si scoprì dopo grazie ai rilievi strumentali, per le intense gelate notturne che si verificavano ancora nei mesi di maggio e giugno, cioè in piena attività vegetativa (Geiger, 1965). Seguirono altri esperimenti e campagne di misura in zone pianeggianti e collinari della Germania e dell'Austria, fino al monitoraggio della Gsettneralm, una zona di montagna vicino a Lunz (Austria), sull'Hetzkogel, un altopiano carsico a 1200-1400 m di altitudine. Per quanto il fenomeno fosse in parte conosciuto, deve essere stato grande lo stupore di quei ricercatori che alla fine degli anni '20 e per molti anni a seguire videro i termometri da loro installati in alcune depressioni, segnare ripetutamente temperature inferiori a -40°C, con fenomeni di inversione termica stupefacenti. Nella depressione più grande, denominata Grünloch, fra la fine di febbraio e l'inizio di marzo del 1936, fu registrata una temperatura di -52.6°C, considerata tuttora la più bassa misurata nell'Europa centrale. Dopo lunghe interruzioni e qualche temporanea ripresa delle misure, il monitoraggio delle doline di quel altopiano è ricominciato una decina d'anni fa grazie al Dipartimento di Meteorologia e Geofisica dell'Università di Vienna, autore anche di campagne intensive di misura.

Il fenomeno del freddo nelle doline è stato poi oggetto di ricerche a partire dagli anni '80 anche in Slovenia, in Giappone e negli Stati Uniti occidentali (Utah). Recentemente l'Università di Graz ha iniziato un monitoraggio in un'altra zona montuosa dell'Austria, sull'altopiano del Dachstein, in Styria. Si tratta di zone tutte carsiche, che hanno palesato risultati tanto sorprendenti quanto simili. Nell'ottobre 2006 il Meteor Crater, in Arizona, l'enorme cratere da impatto meteorico (qui il carsismo evidentemente non c'entra) è stato sede di un monitoraggio meteorologico intensivo, facente parte del METCRAX (Meteor Crater Experiment), un progetto di ricerca triennale sostenuto dalla Mesoscale Dynamics Division of the U. S.

National Science Foundation, i cui dati sono ancora in fase di analisi.

Così, nel corso degli anni, alla Grünloch si sono aggiunti i nomi di altre doline famose: Peter Sink (Utah), Mrzla Komna (Slovenia), Scheichenspitzkar (Austria), Funtensee (Germania), Glattalp (Svizzera).

3.2 Monitoraggio delle doline italiane

L'interesse per il microclima delle doline sul territorio italiano non poteva che svilupparsi per primo sul Carso triestino e goriziano. Nel 1964 vennero installati degli strumenti nella "Carsiana", una dolina vicino a Trieste e proprio quell'anno venne inaugurato un giardino botanico di notevole interesse. Dopo il primo lungo periodo di proficuo monitoraggio, si andò lentamente verso un totale abbandono, fino alla sua ripresa, nel 2004, grazie ad un progetto finanziato dalla Provincia di Trieste, coordinato dall'Unione Meteorologica Friuli Venezia Giulia e messo in pratica, a livello strumentale, dall'OSMER-ARPA Friuli. Il monitoraggio comprende anche i rilievi termometrici nel pozzo carsico che si apre sul fondo della dolina. "L'interesse scientifico per il progetto deriva dal fatto che Carsiana ospita, in uno spazio ristretto, una varietà di microclimi, fenomeni geologici e aspetti botanici che riproducono tutti i caratteri salienti del Carso" (Renato R. Colucci - ISMAR-CNR Trieste).

Qualche anno prima della ripresa del monitoraggio della Carsiana, l'8 novembre 1999, ARPAV installa sul Piano di Valmenera (905 m), ovvero sul fondo della più grande depressione dell'Altopiano del Cansiglio, una stazione meteorologica automatica, a tutt'oggi l'unica centralina meteo del Veneto posizionata in una dolina collegata in tempo reale. Fin da subito, in concomitanza con un periodo di bel tempo fra la fine di novembre e l'inizio di dicembre, i dati raccolti da questa stazione sbalordiscono i media e l'opinione pubblica per le temperature minime molto più basse di quelle registrate nelle valli notoriamente fredde delle Dolomiti. Il 1° marzo 2005 la stazione misura una temperatura minima di -35.4°C, durante una breve, ma intensa ondata di freddo. Nell'ottobre dello stesso anno ARPAV installa un registratore di temperatura ed umidità relativa sulle rive dello sperduto Lago di Fosses, a oltre 2000 m di altitudine, sull'altopiano di Sennes e Fosses, poco a nord di Cortina. Il 15 gennaio 2006 questo strumento misura una temperatura minima di -37.3°C. E' chiaro a questo punto che anche le doline montane del versante Sud delle Alpi rivelano aspetti meteorologici particolarissimi, che meritano di essere indagati, non solo per le temperature minime estreme. Così nell'autunno 2007 vengono installati registratori di temperatura ed umidità sul fondo di numerose altre doline, sia sulle Prealpi venete che sulle Dolomiti. Alcune di queste si rivelano poco interessanti, in relazione all'altitudine, e

vengono abbandonate, mentre le altre continuano ad essere monitorate e a fornire dati molto significativi, con temperature minime assolute anche più basse di quelle registrate sul Piano di Valmenera e al Lago di Fosses.

Il monitoraggio entra a far parte del progetto del Centro Valanghe di Arabba "Monitoraggio degli ambienti dolomitici d'alta quota", che ha come scopo lo studio dei molteplici aspetti fisici, climatici e geomorfologici che caratterizzano gli ambienti d'alta quota e il loro rapporto con i cambiamenti climatici in atto.

Quasi contemporaneamente allo sviluppo della rete di monitoraggio delle depressioni fredde di ARPAV sorgono indagini simili in numerose altre doline delle Prealpi venete, del Friuli Venezia Giulia e del Trentino per iniziativa dell'Associazione Meteorologica Onlus "Meteotriveneto" che instaura collaborazioni con il Consiglio Nazionale delle Ricerche, l'Osservatorio Meteorologico Regionale del Friuli, e l'Unione Meteorologica Friuli Venezia Giulia, fino a stipulare, nell'autunno 2010, una convenzione con ARPAV stessa. L'Associazione Meteotriveneto, grazie alla passione e alla tenacia di alcuni suoi associati o membri del relativo forum Internet, installa strumenti in una ventina di altre depressioni, alcune delle quali molto interessanti dal punto di vista morfologico e dei dati acquisiti.

Ma le zone carsiche in Italia sono tante, soprattutto nelle regioni centro-meridionali, e così altre associazioni meteorologiche Onlus ("L'Aquila Caput Frigoris" e "Meteoweb") promuovono monitoraggi degli altopiani e delle depressioni abruzzesi e di alcune doline del Massiccio del Pollino e nei Monti dell'Orsomaso, fra Basilicata e Calabria. Anche le Alpi Liguri, Marittime e Cozie, che ospitano complessi carsici anche importanti, diventano oggetto di indagini, gestite dalla Sezione Regionale piemontese dell'Associazione Onlus "Meteonetwork".

Restano invece ancora da monitorare altre interessantissime zone, come ad esempio il Pian Grande di Castelluccio di Norcia, sui Monti Sibillini (Umbria) e alcune conche sul massiccio della Maiella (Abruzzo).

4. Siti monitorati

Fino all'estate 2010 sono stati monitorati da ARPAV 16 siti, di cui sette in provincia di Belluno, uno in provincia di Treviso, tre in provincia di Vicenza, uno in provincia di Verona e altri quattro poco oltre i confini con le province di Trento (due siti) e Bolzano (due siti).

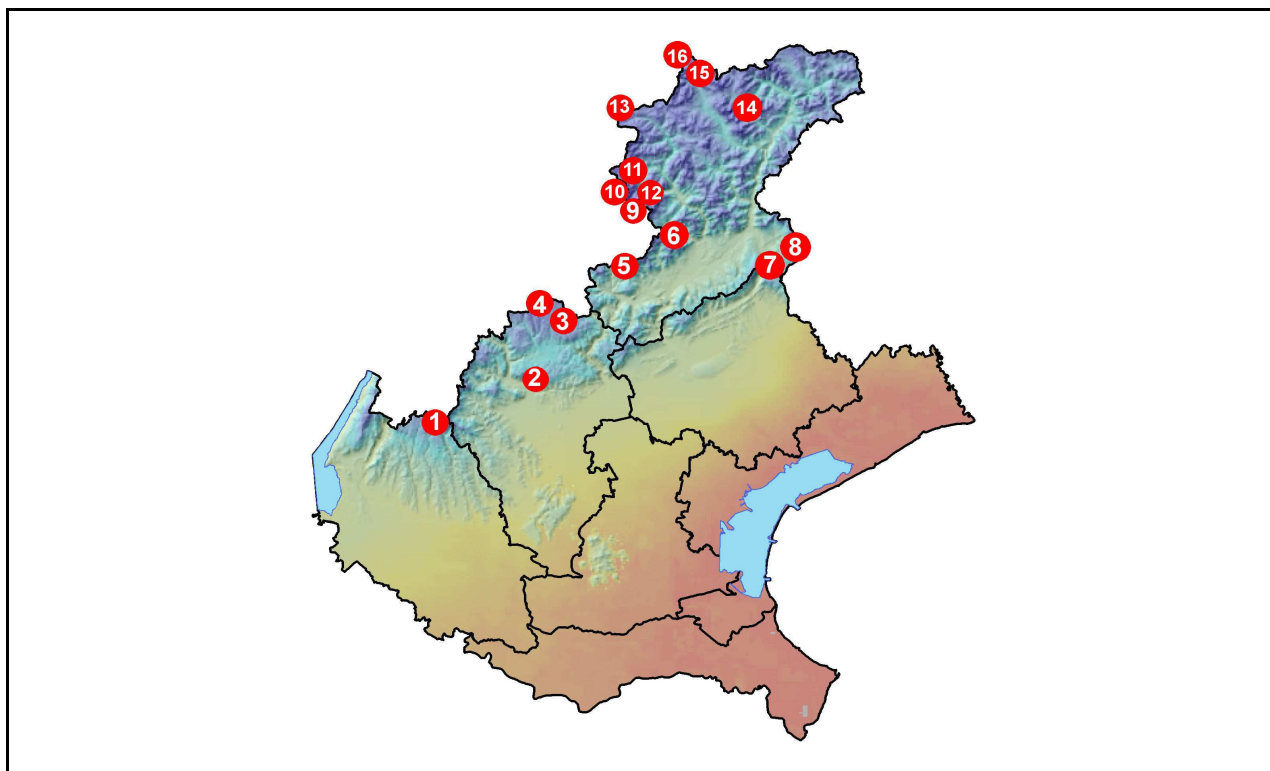


Figura 12: depressioni fredde monitorate fino all'estate 2010: 1. Busa di Malga Malera di Sotto (VR), 2. Buse di Carriola (VI), 3. Campoluzzo (VI), 4. Busa della Segala (VI), 5. Busa delle Vette (BL), 6. Altopiano Erera-Brendol (BL), 7. Campo di Sopra (TV), 8. Valmenera (BL), 9. Busa di Manna (TN), 10. Busa Q2469 (TN), 11. Busa delle Sponde Alte (BL), 12. Buse di Collalto (BL), 13. Lech Dlacé (BZ), 14. Busa di Vallonga (BL), 15. Lago di Fosses (BL), 16. Plan Pescù (BZ).

La distribuzione altimetrica mostra un sito sotto i 1000 m, due fra i 1000 ed i 1500 m, cinque fra i 1500 ed i 2000 m, sei fra i 2000 ed i 2500 m e due siti sopra i 2500 m.

L'individuazione delle conche potenzialmente interessanti è avvenuta principalmente tramite l'osservazione delle carte topografiche e geologiche, ma anche grazie a conoscenze personali e a segnalazioni di persone che frequentano la montagna o di buoni conoscitori di una zona.

Durante un primo anno di monitoraggio "esplorativo" era possibile capire se la depressione, in relazione alla sua altitudine, meritava di essere monitorata per un periodo più lungo. Siccome la caratteristica principale del microclima delle depressioni fredde è la forte capacità di raffreddamento, sono state considerate le temperature minime assolute come criterio di giudizio per valutare la bontà di un sito; tuttavia, come vedremo, i dati di alcune delle doline che sono state "abbandonate", sono risultati molto utili per capire o approfondire altri aspetti di tale microclima.

Dei 16 siti analizzati in questo lavoro, quattro sono stati abbandonati, per cui le doline monitorate al momento della stesura di questo lavoro (estate 2010) erano 12. In prospettiva c'è l'intenzione di ridurre ulteriormente il numero di siti monitorati, in modo da realizzare una rete base di sei-sette doline. In modo sistematico verranno poi condotti dei monitoraggi/esperimenti di breve durata,

preferibilmente durante il periodo invernale, allo scopo di indagare alcune caratteristiche o fenomeni di quel microclima, talora associandoli e correlandoli ad aspetti non prettamente meteorologici.

Nelle varie doline, che verranno ora presentate in ordine crescente di altitudine, gli strumenti sono stati installati sul loro fondo, poiché è lì che si manifestano i caratteri più estremi. Per ogni dolina e per il rispettivo lago di aria fredda in essa contenuto sono indicate anche le seguenti caratteristiche geometriche/topografiche:

- **altitudine della sella più bassa**, attraverso la quale "tracima" il lago di aria fredda;
- **profondità massima** del lago di aria fredda, cioè la differenza fra l'altitudine del punto più depresso del fondo della dolina e l'altitudine della sella più bassa;
- **area** del lago di aria fredda o, più precisamente, della superficie racchiusa dall'isoipsa corrispondente all'altitudine della sella più bassa;
- **volume** del lago di aria fredda, ovvero dell'ipotetico lago contenuto dalla depressione, in fase di "tracimazione" attraverso la sella più bassa;
- **elevazione media dell'orizzonte topografico**, calcolata su 36 misure (una ogni 10°) dell'intero orizzonte a 360°

VALMENERA

Sito monitorato dal 14 novembre 2009.
 Altitudine 905 m, coordinate geografiche:
 46°05'13.9" Nord, 12°26'20,5" Est)

E' la più grande delle depressioni dell'Altopiano del Cansiglio, sulle Prealpi venete, situata nel territorio comunale di Tambre (BL), non distante dalla pianura trevigiana. Con il suo fondo ampio e pianeggiante, denominato "Piano di Valmenera", rappresenta un tipico *polje*, i cui versanti sono in gran parte coperti da vegetazione arborea, se si escludono i suoi pendii occidentali caratterizzati da prato-pascolo. Il Piano di Valmenera e parte della conca fanno parte della Riserva naturale orientata "Pian di Landro-Baldassarre". Siccome la depressione è inserita all'interno della vastissima conca-altopiano del Cansiglio, si è ritenuto opportuno, nei calcoli delle caratteristiche geometriche, considerare l'intero bacino del Cansiglio, anche perché alcune misure sperimentali hanno dimostrato che sopra il lago di aria fredda di questa singola depressione, la temperatura rimane molto bassa, poiché si rimane all'interno del vastissimo lago di aria fredda contenuto dal bacino principale. In questo modo questa dolina risulta la più profonda e la più grande, con uno dei migliori *sky-view factor*, fra quelle monitorate.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	898 m
Altitudine sella più bassa (s)	1040 m
Profondità massima (s-f)	142 m
Area delimitata da isoipsa h	1290,6 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	25450 m
Volume lago di aria fredda	633800000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	12,8°
Sky-view factor	0,95

Cartografia e documentazione fotografica

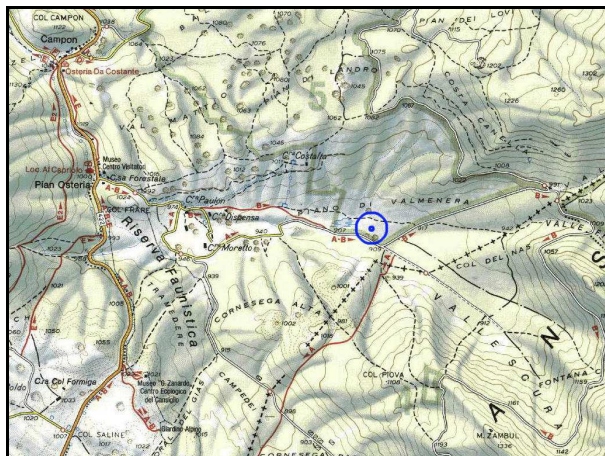


Figura 13: estratto da carta Tabacco "Alpago-Cansiglio-Pian Cavallo-Val Cellina" Foglio 012, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 14: visione panoramica della dolina di Valmenera

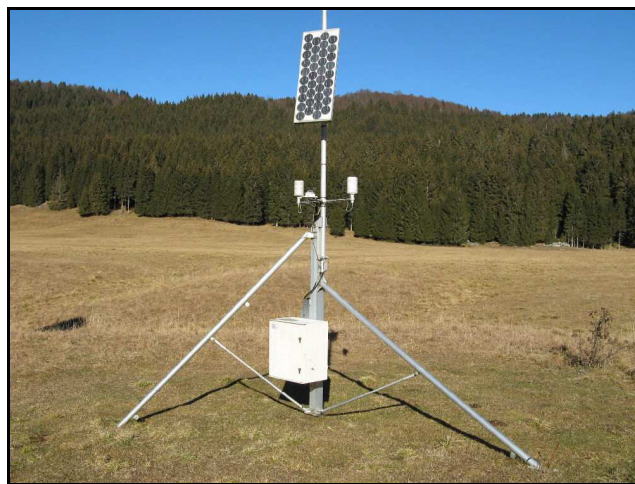


Figura 15: stazione meteorologica automatica di Valmenera

BUSE DI CARRIOLA

Sito monitorato dal 28 ottobre 2008.

Altitudine 1212 m, coordinate geografiche:
45°48' 22,5" Nord, 11°27' 24,0" Est

Lo strumento è posizionato sul fondo di una delle tante piccole doline imbutiformi che costellano la grande depressione denominata "Buse di Carriola" (esempio di *uvala*) sull'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi venete), nel territorio comunale di Caltrano (VI), vicinissima alla pianura vicentina. L'area è sede di alpeggio e ospita alcune malghe.



Figura 17: visione panoramica della depressione di Buse di Carriola

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1205 m
Altitudine sella più bassa (s)	1244 m
Profondità massima (s-f)	39 m
Area delimitata da isoipsa h	67.2 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	5150 m
Volume lago di aria fredda	11500000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	20.1°
Sky-view factor	0,88



Figura 18: sito di misura di Buse di Carriola

Cartografia e documentazione fotografica

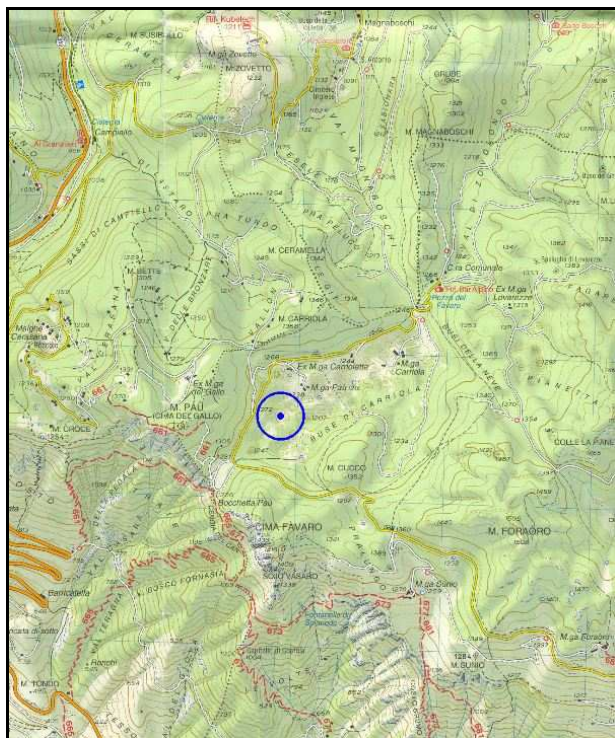


Figura 16: estratto da carta Tabacco "Altopiano dei Sette Comuni" Foglio 050, 1:25000, con indicazione del sito

CAMPO DI SOPRA

Sito monitorato dal 13 novembre 2009.
 Altitudine 1285 m, coordinate geografiche:
 46°02' 46.7" Nord, 12°22' 34.8" Est

Si tratta di una grande radura a morfologia leggermente concava, nel bel mezzo di un bosco di faggi, sul cui perimetro sono cresciuti però abeti, a testimonianza del fenomeno dell'inversione termica. Si trova sull'Altopiano del Cansiglio (Prealpi venete), nel territorio comunale di Fregona (TV), vicinissima alla pianura trevigiana. E' la dolina meno profonda e con il più piccolo volume del lago di aria fredda, fra quelle monitorate.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1278 m
Altitudine sella più bassa (s)	1288 m
Profondità massima (s-f)	10 m
Area delimitata da isoipsa h	5.0 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	1200 m
Volume lago di aria fredda	90000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	16.2°
Sky-view factor	0,92

Cartografia e documentazione fotografica

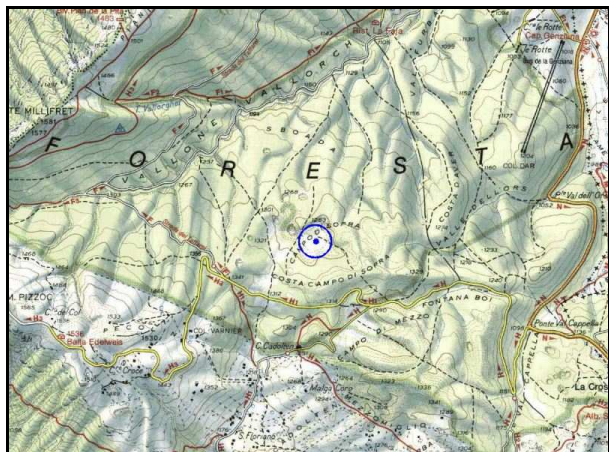


Figura 19: estratto da carta Tabacco "Alpago-Cansiglio-Pian Cavallo-Val Cellina" Foglio 012, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 20: visione panoramica della dolina di Campo di Sopra



Figura 21: sito di misura di Campo di Sopra

BUSA DI MALGA MALERA DI SOTTO

Sito monitorato dall'11 novembre 2008.
Altitudine 1531 m, coordinate geografiche:
45°40' 34.7" Nord, 11°05' 54.4" Est

E' una delle tante doline presenti sulla parte alta della Lessinia (Prealpi veronesi), nel territorio comunale di Bosco Chiesanuova (VR) e del Parco Naturale Regionale della Lessinia. Di forma quasi imbutiforme, è completamente priva di vegetazione arborea, come gran parte della zona circostante. E' la dolina con il minore perimetro, fra quelle monitorate.



Figura 23: visione panoramica della dolina di Malga Malera di Sotto

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1531 m
Altitudine sella più bassa (s)	1547 m
Profondità massima (s-f)	16 m
Area delimitata da isoipsa h	1.4 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	500 m
Volume lago di aria fredda	100000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	16.4°
Sky-view factor	0,92



Figura 24: sito di misura di Malga Malera di Sotto

Cartografia e documentazione fotografica

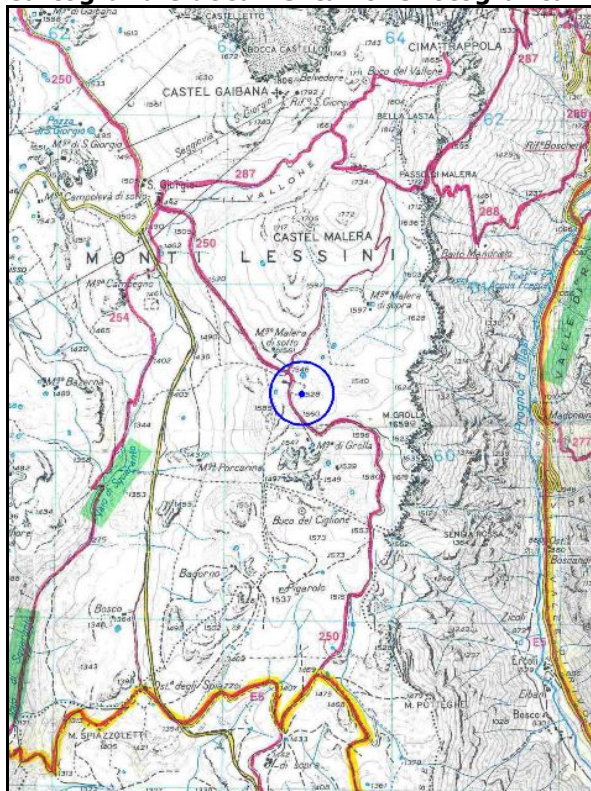


Figura 22: estratto da Carta dei Sentieri, Gruppi Alpinistici e Naturalistici 1:20.000

ALTOPIANO DI ERERA-BRENDOL

Sito monitorato dal 1 novembre 2007.
 Altitudine 1680 m, coordinate geografiche:
 46°09'38.4" Nord, 11°58'36.7" Est

E' un'ampia conca-altopiano inserita nel Parco Nazionale delle Dolomiti Bellunesi, nel settore di transizione fra Prealpi venete e Dolomiti, in Comune di Cesiomaggiore (BL). La grande piana, adibita ad alpeggio, che si estende nella zona centro-occidentale dell'Altopiano, è uno dei due elementi caratteristici dell'altopiano, assieme all'area denominata Piani Eterni, nella zona orientale (tipico ambiente carsico), ricoperta da un'intricata mugheta.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1678 m
Altitudine sella più bassa (s)	1697 m
Profondità massima (s-f)	19 m
Area delimitata da isoipsa h	40.8 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	3800 m
Volume lago di aria fredda	3100000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	14.9°
Sky-view factor	0,93

Cartografia e documentazione fotografica

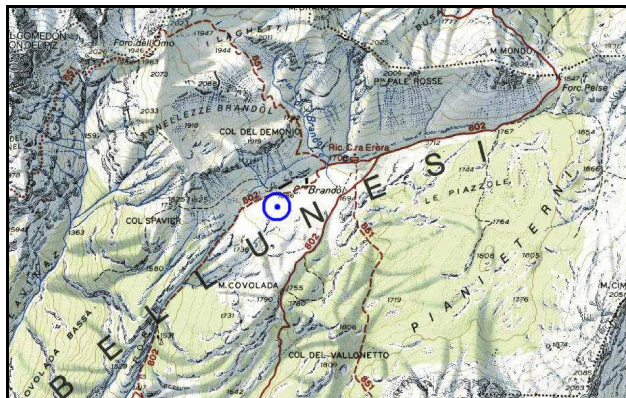


Figura 25: estratto da carta Tabacco "Alpi Feltrine-Le Vette-Cimonega" Foglio 023, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 26: visione panoramica della depressione di Erera-Brendol



Figura 27: sito di misura di Erera-Brendol

CAMPOLUZZO

Sito monitorato dal 17 ottobre 2007.

Altitudine 1770 m, coordinate geografiche:
45°59'37.8" Nord, 11°31'09.9" Est

Fra la miriade di doline che caratterizzano l'Altopiano dei Sette Comuni (VI), questa è una delle più grandi, collocata nella parte settentrionale dell'altopiano, dove le altitudini sono generalmente superiori ai 1500. La denominazione della dolina, che ricade nel Comune censuario di Asiago, pur essendo di proprietà del Comune di Enego, prende spunto dal nome originario della piccola baita, con annesso bivacco, presente nella conca, cioè "Baito Campoluzzo", che differisce leggermente da quello indicato in alcune carte topografiche più recenti (Baito Campilussi). Interessante notare come la parte bassa della conca sia priva di vegetazione arborea, mentre oltre una certa linea sono presenti numerosi Pini Mughi e, più in alto, Larici. Caratteristica questa che si riscontra in molte altre doline, effetto del freddo estremo nelle stagioni intermedie, quando il manto nevoso non protegge le piantine in fase di crescita.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1765 m
Altitudine sella più bassa (s)	1797 m
Profondità massima (s-f)	32 m
Area delimitata da isoipsa h	12.9 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	2600 m
Volume lago di aria fredda	1500000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	16.9°
Sky-view factor	0,92



Figura 29: visione panoramica della depressione di Campoluzzo



Figura 30: sito di misura di Campoluzzo

Cartografia e documentazione fotografica

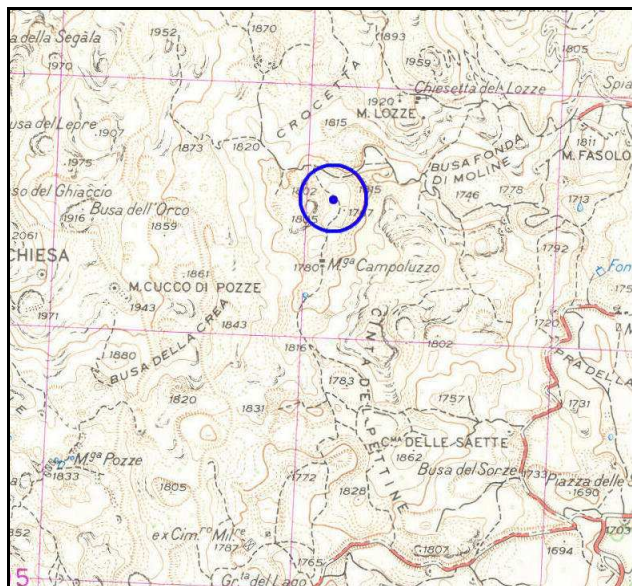


Figura 28: estratto da carta I.G.M. 1:25 000 "Cima Dodici" - F. 37 IV N.O., con indicazione del sito

BUSA DELLE VETTE

Sito monitorato dal 1 novembre 2007.
 Altitudine 1855 m, coordinate geografiche:
 46°05'39.2" Nord, 11°50'52.3" Est

Altra depressione inserita nel territorio del Parco Nazionale delle Dolomiti Bellunesi, in Comune di Sovramonte (BL). La morfologia concava di questa zona è determinata dalla morena frontale di un antico ghiacciaio, che ha modellato in maniera significativa quella che probabilmente era la testata della valle "Scalon delle Vette". Tutta la conca ospita un'attività di alpeggio.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1852 m
Altitudine sella più bassa (s)	1872 m
Profondità massima (s-f)	20 m
Area delimitata da isoipsa h	24.2 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	2900 m
Volume lago di aria fredda	2300000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	15.8°
Sky-view factor	0,93

Cartografia e documentazione fotografica

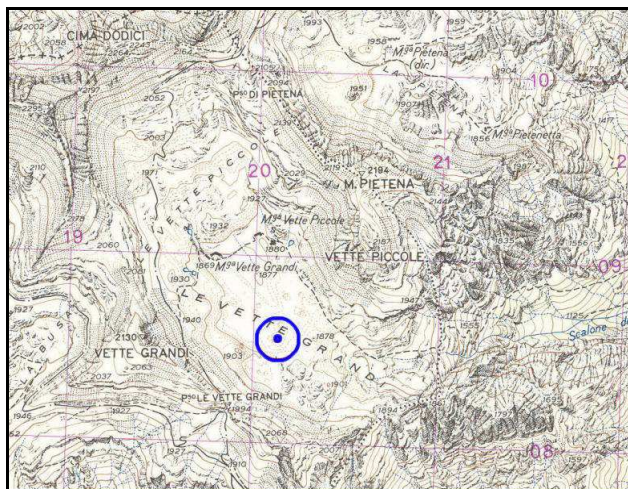


Figura 31: estratto da carta I.G.M. 1:25 000 "Le Vette"
 - F. 22 II N.E., con indicazione del sito



Figura 32: visione panoramica della depressione di Busa delle Vette

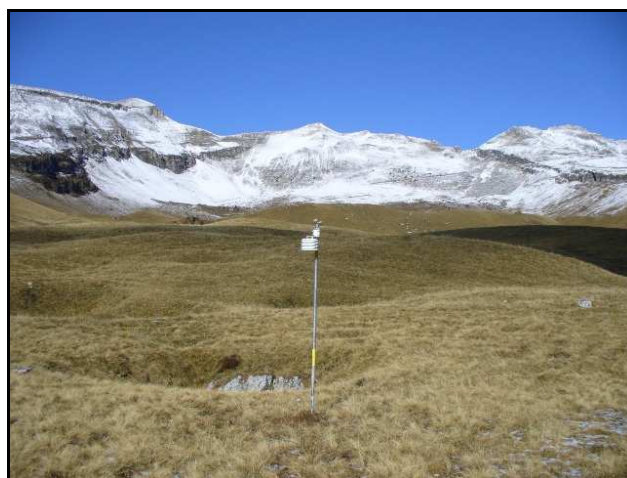


Figura 33: sito di misura di Busa delle Vette

BUSA DELLA SEGALA

Sito monitorato dal 17 ottobre 2007 al 27 settembre 2008

Altitudine 1965 m, coordinate geografiche:
46°05'39.2" Nord, 11°50'52.3" Est

Bella dolina sub-circolare, a forma di ciotola, di dimensioni notevoli. Si trova abbastanza vicino alla conca di Campoluzzo, sull'Altopiano dei Sette Comuni, nel Comune censuario di Asiago, pur essendo di proprietà del Comune di Eneo. Se si esclude qualche raro Pino Mugo, la conca è priva di vegetazione arborea. Dopo quasi un anno di monitoraggio il sito è stato abbandonato.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	1961 m
Altitudine sella più bassa (s)	2001 m
Profondità massima (s-f)	40 m
Area delimitata da isoipsa h	4.6 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	850 m
Volume lago di aria fredda	800000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	19.8°
Sky-view factor	0.89

Cartografia e documentazione fotografica

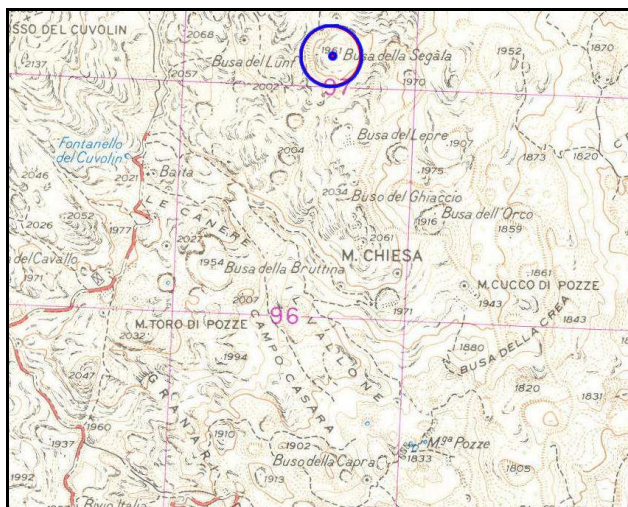


Figura 34: estratto da carta I.G.M. 1:25 000 "Cima Dodici" - F. 37 IV N.O., con indicazione del sito



Figura 35: visione panoramica della depressione di Busa della Segala



Figura 36: sito di misura di Busa della Segala

PLAN PESCÜ

Sito monitorato dal 30 ottobre 2009

Altitudine 2112 m, coordinate geografiche:
46°39'20.7" Nord, 12°02'32.1" Est

Si tratta di un'ampia depressione posta sull'Altopiano di Sennes e Fosses, non distante dal Rifugio Sennes. Posta nel territorio comunale di S.Vigilio di Marebbe (BZ) e in quello del Parco Naturale Fanes-Senes-Braies, presenta la forma di un'ampia ciotola, in cui le prevalenti zone di prato-pascolo di un tempo hanno concesso in questi ultimi decenni l'espansione delle macchie di Pino Mugo, che stanno colonizzando gradualmente la conca. Presenta il miglior sky-view factor, assieme a Valmenera e al Lago di Fosses

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2112 m
Altitudine sella più bassa (s)	2137 m
Profondità massima (s-f)	25 m
Area delimitata da isoipsa h	27.0 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	2700 m
Volume lago di aria fredda	2800000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	13.2°
Sky-view factor	0,95

Cartografia e documentazione fotografica

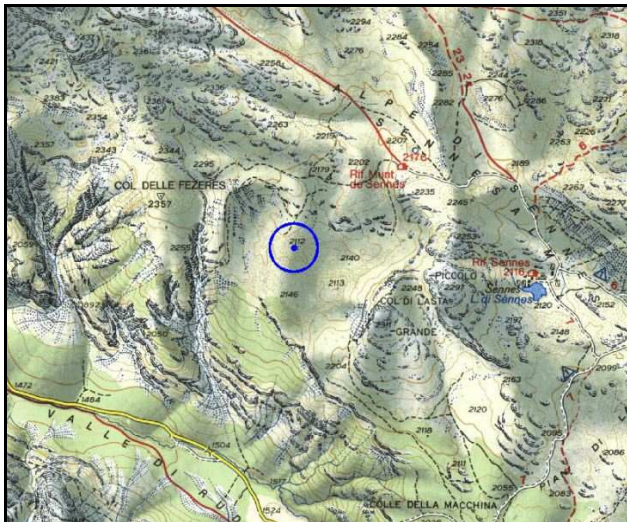


Figura 37: estratto da carta Tabacco "Cortina d'Ampezzo e Dolomiti Ampezzane" - Foglio 03, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 38: visione panoramica della depressione di Plan Pescü



Figura 39: sito di misura di Plan Pescü

LAGO DI FOSSES

Sito monitorato dal 1 novembre 2005
 Altitudine 2143 m, coordinate geografiche:
 46°39' 14.9" Nord, 12°05' 40.0" Est

Altra ampia depressione posta sull'Altopiano di Sennes e Fosses, non distante da Plan Pescù. Si trova in Comune di Cortina d'Ampezzo (BL) ed è compreso nel Parco Naturale delle Dolomiti d'Ampezzo. La conca presenta una morfologia articolata, con più depressioni ed alcune collinette nel suo interno. E' una delle tre doline con il migliore *sky-view factor*, la terza come area e volume del lago di aria fredda e la seconda come profondità e perimetro. Il sito di misura si trova nei pressi della riva occidentale del Lago Grande di Fosses, mentre poco distante c'è un secondo piccolo lago (Lago Pizo). Il punto più depresso della conca si trova sul fondo di una dolina, poco a Nord-Est del Lago Grande, una ventina di metri più in basso rispetto al sito di misura. Adibita al pascolo, non presenta vegetazione arborea.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2124 m
Altitudine sella più bassa (s)	2171 m
Profondità massima (s-f)	47 m
Area delimitata da isoipsa h	52.6 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	5350 m
Volume lago di aria fredda	5200000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	13.5°
Sky-view factor	0,95



Figura 41: visione panoramica della depressione di Lago di Fosses



Figura 42: sito di misura di Lago di Fosses

Cartografia e documentazione fotografica

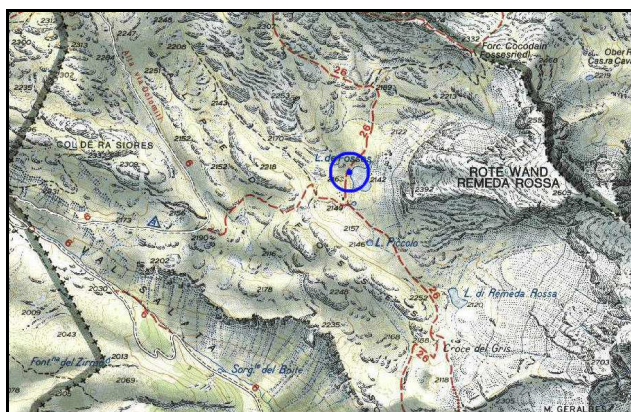


Figura 40: estratto da carta Tabacco "Cortina d'Ampezzo e Dolomiti Ampezzane" - Foglio 03, 1:25000, con indicazione del sito

BUSA DI VAL LONGA

Sito monitorato dal'8 ottobre 2008 al 14 ottobre 2009

Altitudine 2195 m, coordinate geografiche: 46°30'47,3" Nord, 12°18'55,8" Est

Depressione nel gruppo delle Marmarole, sotto il Bivacco Rifugio Tiziano, in Comune di Auronzo di Cadore (BL). La vicinanza di alcune cime montuose, 500-700 m più alte della dolina, precludono un'ampia visione del cielo e infatti lo *sky-view factor* risulta uno dei più bassi, fra le doline monitorate. E' priva di vegetazione arborea ed è ricca di affioramenti rocciosi. Dopo un anno di monitoraggio il sito è stato abbandonato.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2195 m
Altitudine sella più bassa (s)	2220 m
Profondità massima (s-f)	25 m
Area delimitata da isoipsa h	6.9 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	1650 m
Volume lago di aria fredda	1100000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	22.4°
Sky-view factor	0,86

Cartografia e documentazione fotografica

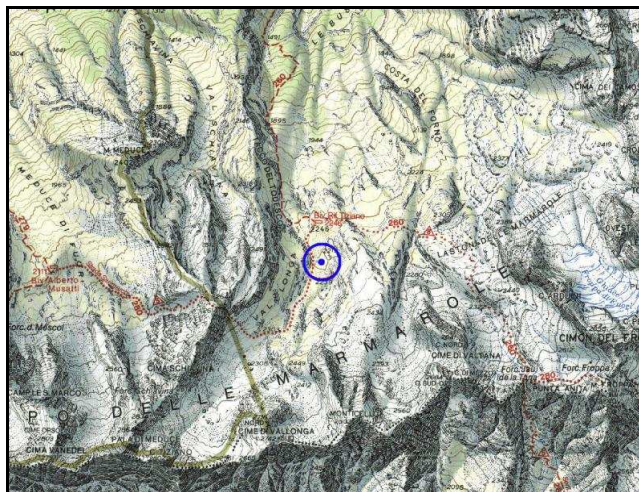


Figura 43: estratto da carta Tabacco "Dolomiti del Centro Cadore" - Foglio 16, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 44: visione panoramica della depressione di Busa di Val Longa



Figura 45: sito di misura di Busa di Val Longa

BUSE DI COLLALTO

Sito monitorato dal 28 ottobre 2009.

Altitudine 2267 m, coordinate geografiche:
46°17'05.2" Nord, 11°51'58.9" Est

Profonda depressione sull'Altopiano delle Pale di San Martino, in Comune di Canale d'Agordo (BL). E' la più recente, come data di installazione dello strumento, fra le quattro doline monitorate su questo interessante altopiano e anche quella con la minore altitudine. Il *plateau* delle Pale di San Martino è uno dei più vasti in Europa ad un'altitudine media di 2500-2600 m e sembra coniugare le migliori caratteristiche geomorfologiche e topografiche atte a produrre gli aspetti più estremi del microclima delle doline. In un ambiente prevalentemente roccioso si segnala, in questa depressione, un ampio fondo con suolo prativo, come anche alcuni pendii settentrionali ed orientali. L'elevata altitudine dell'altopiano non consente la presenza di vegetazione arborea.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2267 m
Altitudine sella più bassa (s)	2309 m
Profondità massima (s-f)	42 m
Area delimitata da isoipsa h	12.1 hm²
Perimetro descritto da isoipsa h	1400 m
Volume lago di aria fredda	2200000 m³
Elevazione media orizzonte top.	20.6°
Sky-view factor	0,88

Cartografia e documentazione fotografica

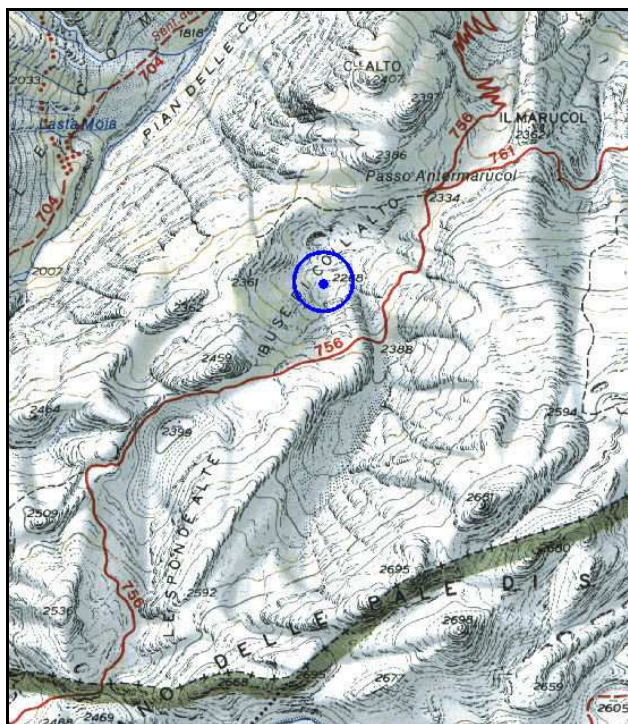


Figura 46: estratto da carta Tabacco "Pale di San Martino" - Foglio 22, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 47: visione panoramica della depressione di Busa di Collalto



Figura 48: sito di misura di Busa di Collalto

BUSA DELLE SPONDE ALTE

Sito monitorato dal 15 ottobre 2008

Altitudine 2393 m, coordinate geografiche:
46°16' 48,6" Nord, 11°51' 32,8" Est

Vicinissima alle Buse di Collalto, ma un centinaio di metri più alta, la Busa delle Sponde Alte presenta una forma oblunga ed è circondata a Ovest, a Sud e a Est da grandi dossi rocciosi che la rendono, ad una prima impressione, una dolina molto profonda. Tuttavia verso Nord l'orografia che la chiude è piuttosto bassa e ne limita la profondità a soli 22 m. Il suolo è totalmente roccioso se si esclude qualche piccola "isola" prativa sul suo fondo allungato, in particolare nel punto più depresso, di curiosa forma quadrangolare, dove è stato installato lo strumento. Si trova anch'essa nel territorio comunale di Canale d'Agordo (BL).

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2393 m
Altitudine sella più bassa (s)	2415 m
Profondità massima (s-f)	22 m
Area delimitata da isoipsa h	5.2 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	1150 m
Volume lago di aria fredda	500000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	16.8°
Sky-view factor	0.92

Cartografia e documentazione fotografica

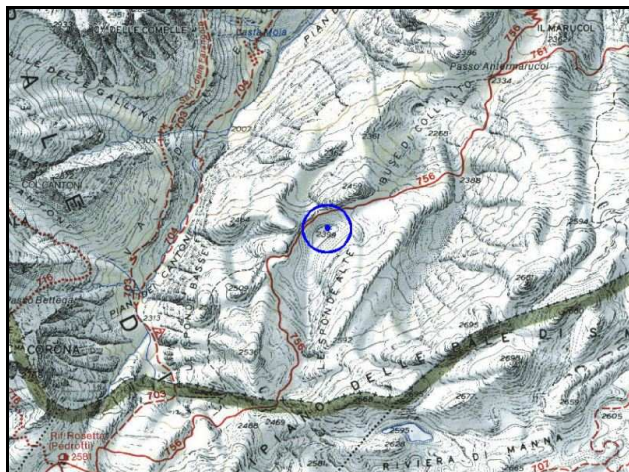


Figura 49: estratto da carta Tabacco "Pale di San Martino" - Foglio 22, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 50: visione panoramica della depressione di Busa delle Sponde Alte



Figura 51: sito di misura di Busa delle Sponde Alte

BUSA Q2469 (Q2)

Sito monitorato dal 26 settembre 2007 al 13 ottobre 2008

Altitudine 2468 m, coordinate geografiche: 46°16' 11.8" Nord, 11°51' 17.6" Est

Depressione morfologicamente molto simile alla vicina Busa delle Sponde Alte, con ripidi ed alti pendii rocciosi a circondarla quasi completamente, se si esclude verso Nord dove la "chiusura" è più bassa. Il fondo è relativamente ampio, pianeggiante e prevalentemente prativo. La denominazione, non essendoci nelle vicinanze alcun toponimo cui ispirarsi, si rifà all'altitudine del suo fondo riportata su alcune carte topografiche. Vista dalla sella più bassa la depressione appare molto scenografica ma, come vedremo, il continuo disturbo eolico subito durante il tentativo di raffreddamento notturno ne limitano le potenzialità e dopo circa un anno di monitoraggio il sito è stato abbandonato. Si trova in Comune di Tonadico (TN).

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2467 m
Altitudine sella più bassa (s)	2489 m
Profondità massima (s-f)	22 m
Area delimitata da isoipsa h	4.9 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	900 m
Volume lago di aria fredda	400000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	18.8°
Sky-view factor	0.90



Figura 53: visione panoramica della depressione di Busa Q2469



Figura 54: sito di misura di Busa Q2469

Cartografia e documentazione fotografica

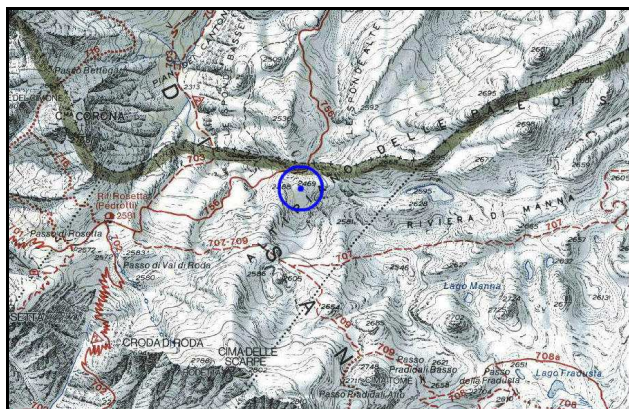


Figura 52: estratto da carta Tabacco "Pale di San Martino" - Foglio 22, 1:25000, con indicazione del sito

BUSA DI MANNA (MN)

Sito monitorato dal 26 settembre 2007

Altitudine 2550 m, coordinate geografiche:
46°15' 58.4" Nord, 11°51' 47.7" Est

Rispetto alle tre precedenti depressioni, poste ai margini dell'Altopiano delle Pale di S.Martino, dove questo comincia a digradare verso Nord, la Busa di Manna si trova sul plateau principale. Il fondo di questa vasta conca è costellato da doline secondarie, generalmente di piccole o medie dimensioni, separate da piccoli colli, in un ambiente totalmente roccioso, se si eccettua qualche piccola "oasi" di prato sul fondo di alcune doline. In una di queste (non la più profonda), è stato installato lo strumento. All'interno di questa ampia depressione, ma anche su tutto l'altopiano, "è chiaramente visibile la presenza di cocuzzoli disposti in modo irregolare, aventi le forme smussate caratteristiche dell'erosione glaciale; la presenza di rocce carbonatiche non ha impedito la formazione di alcuni laghetti, il maggiore dei quali è il Lago di Manna, dove il detrito o il *permafrost* hanno impermeabilizzato il fondo delle doline" (Meneghel, n.d.). La conca ricade nel territorio comunale di Tonadico (TN).

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (f)	2546 m
Altitudine sella più bassa (s)	2579 m
Profondità massima (s-f)	33 m
Area delimitata da isoipsa h	14.9 hm ²
Perimetro descritto da isoipsa h	1850 m
Volume lago di aria fredda	1900000 m ³
Elevazione media orizzonte top.	17.4°
Sky-view factor	0.91



Figura 56: visione panoramica della depressione di Busa di Manna



Figura 57: sito di misura di Busa di Manna

Cartografia e documentazione fotografica

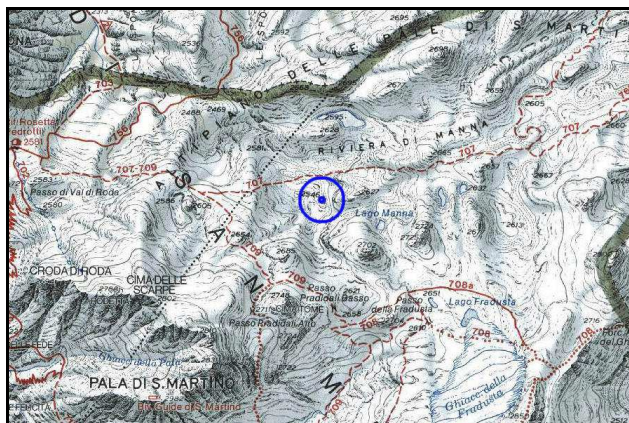


Figura 55: estratto da carta Tabacco "Pale di San Martino" - Foglio 22, 1:25000, con indicazione del sito

LECH DLACE' (LD)

Sito monitorato dal 30 settembre 2008 all'8 ottobre 2009

Altitudine 2832 m, coordinate geografiche: 46°30'44.7" Nord, 11°50'05.7" Est

Il toponimo ladino dell'Alta Badia si riferisce al piccolo lago (ghiacciato per gran parte dell'anno) che giace sul fondo di questa dolina d'alta quota. Si trova appena a Est del Piz Boè, sul Gruppo del Sella, in Comune di Corvara in Badia (BZ). A causa dei vicini e sovrastanti versanti orientali del Piz Boè la visione del cielo verso occidente è parzialmente preclusa, tanto che lo *sky-view factor* risulta il più basso fra tutte le doline monitorate. E' una delle due doline con il minore perimetro del lago di aria fredda. Purtroppo, il vento fortissimo del 21 novembre 2008, ha piegato il palo quasi fino a terra ed il sensore è stato successivamente sepolto dalle successive abbondanti nevicate. Nell'agosto 2009 il sensore è stato estratto dalla neve e rimesso in funzione per altri due mesi, prima dello smantellamento definitivo. Dai dati disponibili nei 4 mesi di misurazione è emerso chiaramente che la dolina viene disturbata frequentemente ed in maniera notevole dalla ventilazione, con raffreddamento radiativo poco significativo.

Parametri geometrici e topografici

Altitudine minima del fondo (Hf)	2830 m
Altitudine sella più bassa (Hs)	2854 m
Profondità massima Hs-Hf	24 m
Area delimitata da isoipsa h	2.0 hm ²
Perimetro lungo isoipsa h	500 m
Volume lago di aria fredda	200000 m ³
Elevazione media orizz. top.	27.6°
Sky-view factor	0.79

Cartografia e documentazione fotografica

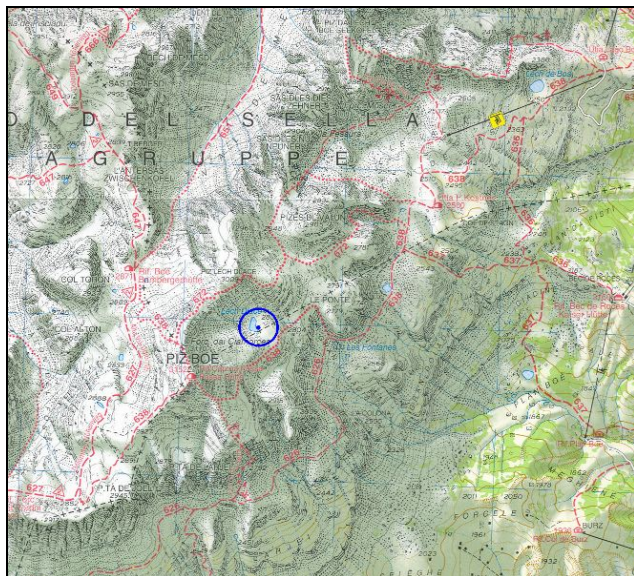


Figura 58: estratto da carta Tabacco "Alta Badia-Arabba-Marmolada" - Foglio 07, 1:25000, con indicazione del sito



Figura 59: visione panoramica della depressione di Lech Dlace'

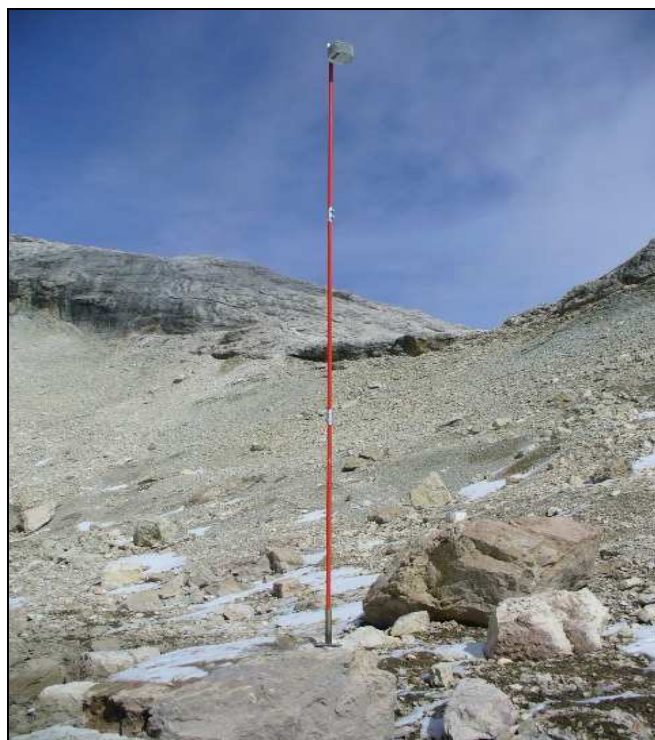


Figura 60: sito di misura di Lech Dlace'

	Hf	Pr	Ah	Pe	V	SVF
VM	898	142	1291	25450	633800000	0.95
BC	1205	39	67	5150	11500000	0.88
CS	1278	10	5	1200	90000	0.92
MM	1531	16	1	500	100000	0.92
EB	1678	19	41	3800	3100000	0.93
CL	1765	32	13	2600	1500000	0.92
BV	1852	20	24	2900	2300000	0.93
BS	1961	40	5	850	800000	0.89
PP	2112	25	27	2700	2800000	0.95
LF	2124	47	53	5350	5200000	0.95
VL	2195	25	7	1650	1100000	0.86
CA	2267	42	12	1400	2200000	0.88
SA	2393	22	5	1150	500000	0.92
Q2	2467	22	5	900	400000	0.90
MN	2546	33	15	1850	1900000	0.91
LD	2830	24	2	500	200000	0.79

Tabella 1: confronto fra le caratteristiche geometriche e topografiche delle 16 doline monitorate (**VM**: Valmenera, **BC**: Buse di Carriola, **CS**: Campo di Sopra, **MM**: Busa di Malga Malera di Sotto, **EB**: Altopiano di Erera-Brendol, **CL**: Campoluzzo, **BV**: Busa delle Vette, **BS**: Busa della Segala, **PP**: Plan Pescù, **LF**: Lago di Fosses, **VL**: Busa di Val Longa, **CA**: Buse di Collalto, **SA**: Busa delle Sponde Alte, **Q2**: Busa Q2469, **MN**: Busa di Manna, **LD**: Lech Dlacé. **Hf**: altitudine fondo (m), **Pr**: profondità max (m), **Ah**: area del lago di aria fredda (m²), **Pe**: perimetro del lago (m), **V**: volume del lago (m³), **SVF**: Sky-view factor

5. Strumentazione utilizzata

La necessità di dover disporre di strumenti relativamente economici, di ridotte dimensioni, affidabili anche con bassissime temperature e con forti escursioni termiche giornaliere, dotati di memoria sufficientemente lunga (per la limitata o difficile accessibilità dei siti, da visitare poche volte all'anno), completamente autonomi dal punto di vista dell'alimentazione elettrica (senza dover usare nemmeno pannelli solari) e con buona precisione nelle misure, ha condotto verso l'impiego di piccoli registratori di temperatura (*data-logger*), alimentati da batteria al litio di lunga durata. L'acquisizione dei dati avviene recandosi saltuariamente sul posto con un particolare dispositivo o con un computer portatile.

Nella maggioranza dei siti è stato utilizzato il *data-logger* HOBO Pro v2, modello U23-001, della ditta "Onset Computer Corp.", Bourne, Massachusetts (USA), con sensore costituito da un termistore lineare NTC. L'accuratezza nominale dello strumento risulta di $\pm 0.2^\circ\text{C}$ fra 0°C e 50°C , $\pm 0.4^\circ\text{C}$ a -20°C e $\pm 0.7^\circ\text{C}$ a -40°C . La sua funzionalità è garantita fra -40°C e $+70^\circ\text{C}$, anche se è in grado di misurare temperature inferiori a -40°C , batteria permettendo. Questo *data-logger* misura anche

l'umidità relativa, con un'accuratezza del $\pm 2.5\%$ fra il 10% ed il 90%.

Nei siti dove la temperatura sarebbe potuta scendere con una certa facilità sotto i -40°C , limite inferiore dichiarato per il *data-logger* Hobo, o dove l'accessibilità nel periodo invernale e primaverile sarebbe stata molto difficile, è stato impiegato il *data-logger* CRYO TEMP, della ditta "Madge Tech Inc.", Warner, New Hampshire (USA), dotato di batteria in grado di fornire energia allo strumento anche a temperature ben inferiori ai -40°C e anch'esso utilizzando un termistore lineare NTC. L'accuratezza nominale è pari a $\pm 1.0^\circ\text{C}$ fra -80°C e 0°C , mentre il campo di misura raccomandato va da -86°C a $+35^\circ\text{C}$.

Per proteggere lo strumento dalle radiazioni dirette solare e terrestre, oltre che, naturalmente, dalle precipitazioni (pioggia, neve, grandine) e dalla polvere, doveva essere alloggiato in appositi schermi antiradianti, come da raccomandazioni della WMO, World Meteorological Organization.

E' stato scelto lo schermo Davis a 8 piatti, non-ventilato (passivo), modello n. 7714, della ditta "Davis Instruments Corp.", Hayward, California (USA).



Figura 61: strumentazione utilizzata. Nei riquadri i due tipi di registratore di temperatura impiegati nel monitoraggio, inseriti nello schermo anti-radiante.

Lo schermo, contenente il *data-logger*, viene montato su un palo di alluminio ad un'altezza da terra di 3,5 m, questo per garantire una sufficiente altezza dello strumento anche in caso di neve. In caso di siti ad altitudini elevate o durante stagioni invernali con neve molto abbondante, il palo viene allungato nelle doline di facile accessibilità invernale. Solo per la dolina del Lech Dlacé (altitudine notevole e accesso molto problematico) lo strumento è stato installato fin dall'inizio ad un'altezza di 6 m.

Nonostante queste precauzioni è capitato che lo schermo si venisse a trovare troppo vicino alla superficie della neve o fosse addirittura sepolto; in questo caso i dati sono stati invalidati per l'intero periodo.

L'intervallo di acquisizione dei dati è programmabile in entrambi i *data-logger* ed è stato impostato a 15 minuti; con tale scansione temporale la memoria disponibile dell'HOB0 diventa di circa sette mesi (doppia registrazione: temperatura ed umidità relativa), mentre quella del CRYO TEMP ammonta a circa 11 mesi (registrazione della sola temperatura).

6. Presentazione dei dati

Poiché i 16 siti non sono stati monitorati contemporaneamente per un tempo sufficientemente lungo (almeno un anno) risulta impossibile metterli adeguatamente a confronto, in tutti gli aspetti del comportamento termico. Pertanto verranno considerati di volta in volta i siti attivi in un determinato periodo.

6.1 Temperature medie annuali del 2009

E' stato considerato l'anno 2009, in cui erano funzionanti, per tutto l'anno, otto siti. I valori medi annuali delle temperature medie, minime e massime sono illustrati in tabella 2.

ANNO 2009	Tmed	Tmin	Tmax
Valmenera – 905 m	6.5	0.5	13.6
Carriola – 1212 m	3.7	-3.7	10.5
Malga Malera – 1531 m	3.9*	-3.5*	8.9*
Erera-Brendol – 1678 m	1.1	-6.3	6.9
Campoluzzo – 1770 m	0.3	-7.9	7.4
Lago Fosses – 2143 m	-0.4	-5.9	4.3
Sponde Alte – 2393 m	-0.6	-5.7	3.2
Manna – 2550 m	-2.4	-8.2	2.1

Tabella 2: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima per l'anno 2009 (*dati mancanti dal 27 ottobre al 26 novembre).

Per le temperature medie annuali si può osservare che valori inferiori a 0°C spettano al Lago di Fosses, alla Busa delle Sponde Alte e alla Busa di Manna, ovvero nelle doline con altitudini superiori a 2000 m. Considerando però che per Campoluzzo la media è stata di +0.3°C e per l'Altopiano di Erera-Brendol +1.1°C, si può affermare che il valore di 0°C, come media annuale nel 2009, si colloca fra i 1800 e i 2000 m.

Nelle zone non collocate in depressioni, invece, il valore di 0°C si è riscontrato a quote significativamente più alte, visto, ad esempio, che nel 2009 si sono registrate queste medie:

- M. Verena (2015 m) **+3.3°C**,
- Passo Pordoi (2155 m) **+2.3°C**,
- Monte Piana (2265 m) **+1.3°C**,
- Ra Vales (2615 m) **-0.1°C**
- Marmolada (3256 m) **-5.0°C**

La fascia altimetrica della media annuale di 0°C in questo caso si è collocata, indicativamente, fra i 2500 e i 2600 m.

Il confronto fra siti in dolina e non in dolina, a parità di altitudine, rivela che le medie annuali nelle depressioni fredde risultano 2-3°C più basse delle zone in quota sulle Dolomiti e 4-5°C più basse delle dorsali prealpine, se si escludono le doline poste in prossimità dei crinali, come la Busa di Malga Malera di Sotto, che si rivela solo 1-2°C più fredda, nelle medie annuali, del vicino Monte Tomba. Una situazione leggermente diversa si segnala nei fondovalle dolomitici più freddi, dove la media annuale è paragonabile, a parità di quota, con le depressioni prealpine.

La media annuale delle temperature minime mostra valori ancora più sorprendenti, con tutte le doline ampiamente sottozero. Al contrario di quanto accadeva con le temperature medie, con i valori in linea con l'altitudine, per le minime non vengono rispettate le gerarchie altitudinali e dalla tabella si nota come Campoluzzo (1770 m) abbia avuto nel 2009 una media di -7.9°C, quasi uguale a quella della Busa di Manna (2550 m) con -8.2°C, rivelandosi quindi una dolina molto fredda.

Considerazioni simili per l'Altopiano di Erera-Brendol (1678 m), che ha presentato una media leggermente inferiore rispetto a quelle del Lago di Fosses e alla Busa delle Sponde Alte, poste ad altitudini nettamente maggiori.

Come c'era da aspettarsi, le differenze fra i siti in dolina e quelli non in dolina, per quanto riguarda la media annuale delle minime, si accentuano maggiormente e per il 2009 sono state comprese fra i 5 ed i 10°C. Anche in questo caso fanno eccezione solo i fondovalle dolomitici più freddi, che sono risultati meno freddi di soli 2-3°C rispetto alle pari-quota depressioni prealpine.

Per quanto riguarda la media annuale delle temperature massime, va notato come torna a dominare l'effetto dell'altitudine, in maniera abbastanza lineare.

Le differenze con le zone non in dolina risultano quasi annullate, a dimostrazione del fatto che, normalmente, una conca si raffredda molto di notte ma poi di giorno riallinea le sue temperature con quelle delle zone limitrofe, poste alla medesima quota, non collocate in depressione, grazie al buon soleggiamento che quasi sempre le contraddistingue.

Per analizzare meglio i dati, al netto dell'influenza dell'altitudine e per comprendere meglio quanto detto finora, si sono calcolati i valori medi annuali ridotti al livello del mare, utilizzando il gradiente termico verticale dell'atmosfera standard di 0.65°C per ogni 100 m. Tali valori sono riportati nella tabella 3:

ANNO 2009	Tmed	Tmin	Tmax
Valmenera – 905 m	12.4	6.4	19.5
Carriola – 1212 m	11.6	4.2	18.4
Malga Malera – 1531 m	13.9*	6.5*	18.9*
Erera-Brendol – 1678 m	12.0	4.6	17.8
Campoluzzo – 1770 m	11.8	3.6	18.9
Lago Fosses – 2143 m	13.5	8.0	18.2
Sponde Alte – 2393 m	15.0	9.9	18.8
Manna – 2550 m	14.2	8.4	18.7

Tabella 3: stessi valori (°C) della tabella 2, ma ridotti al livello del mare, con un gradiente di 0.65°C/100 m (*dati mancanti dal 27 ottobre al 26 novembre).

Si evince chiaramente come per i valori medi e minimi le due doline più interessanti risultino Campoluzzo, Erera-Brendol e Buse Carriola, mentre, con una certa sorpresa si nota che le due depressioni più alte non sono mediamente così fredde, considerando l'altitudine. Per i valori massimi, invece, si osservano valori molto simili e questo dimostra che in questo caso la differenza la fa, come detto precedentemente, l'altitudine (anche qui però si nota l'Altopiano di Erera-Brendol leggermente più freddo delle altre doline).

6.2 Temperature medie mensili del 2009

L'analisi delle medie mensili delle temperature giornaliere (media, minima e massima) rivela interessanti comportamenti, anche in termini di confronto fra le otto doline considerate per l'anno 2009.

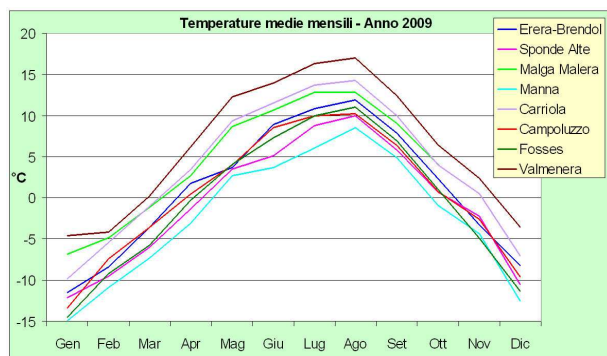


Figura 62: delle temperature medie mensili nelle 8 doline considerate per l'anno 2009.

Per le temperature medie (figura 62), che dovrebbero rispettare una certa gerarchia altitudinale, specie in estate, si nota come nei mesi invernali si attui qualche inversione "di posizione", come è il caso del Lago di Fosses: esso diventa più freddo della più elevata Busa delle Sponde Alte e talora affianca anche la Busa di Manna, probabilmente per il ridotto soleggiamento causato da un rilievo che sovrasta il sito e lo mantiene spesso in ombra nel periodo invernale. Si noti anche la curiosa "vicinanza" di valori nel mese di maggio nelle cinque conche più elevate, causata dalle condizioni meteorologiche spesso instabili o

perturbate del maggio 2009, condizioni sfavorevoli ai raffreddamenti delle doline e che tendono ad annullare le differenze fra i siti.

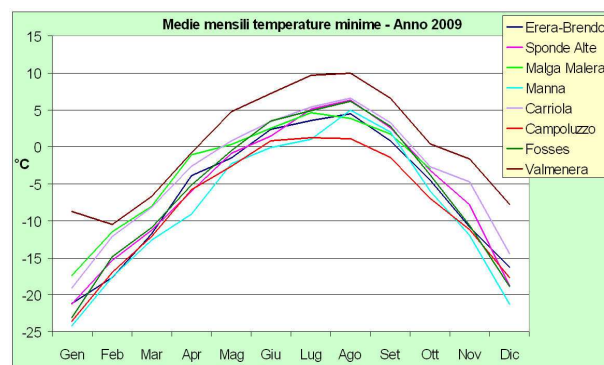


Figura 63: andamento dei valori medi mensili delle temperature minime nelle 8 doline considerate per l'anno 2009.

L'andamento delle temperature minime (figura 63), com'era logico aspettarsi, è quello che mostra le maggiori deviazioni dalla curva "gaussiana" annuale, con linee che si intersecano in molte occasioni. Scorrendo velocemente le anomalie più significative, si segnala la media delle minime di febbraio di Valmenera, più bassa di quella di gennaio (unico caso), a causa delle molte nottate nuvolose o nebbiose di gennaio in questa conca; balzano agli occhi anche i valori molto bassi di Campoluzzo, che da agosto a ottobre è diventata di notte la dolina più fredda in assoluto e ancora la media delle minime della Busa delle Sponde Alte che in gennaio, agosto, settembre e ottobre sono risultate più alte di alcune poste ad altitudini inferiori. Da rilevare anche come la Busa di Manna fra agosto e settembre presenti minime non particolarmente basse, più alte di quelle di Campoluzzo, Erera-Brendol e, sorprendentemente, anche di Malga Malera, che in estate si rivela particolarmente fresca di notte.

Circa le temperature minime estive di Busa di Manna, poco consone alla sua altitudine, si potrebbe ipotizzare che l'inghiottitoio, presente nei pressi del fondo, possa in qualche modo influenzare la temperatura nella dolina, o permettendo una "fuga" verso le cavità carsiche sottostanti dell'aria fredda accumulata sul suo fondo, o favorendo l'uscita dell'aria leggermente più calda racchiusa nelle stesse cavità. La medesima anomalia termica estiva riguarda le minime del Lago di Fosses e anche qui è presente un bel inghiottitoio sul punto più depresso della grande conca. Il fatto che poi l'anomalia diventi evidente dopo luglio nella Busa di Manna e dopo maggio al Lago di Fosses, quando cioè la neve normalmente scompare nelle due doline e che fino ad allora ostruiva i rispettivi inghiottitoi, avvalorare l'ipotesi del ruolo giocato da questi ultimi.

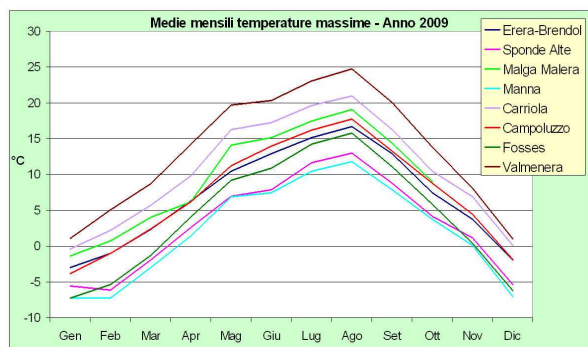


Figura 64: andamento dei valori medi mensili delle temperature massime nelle 8 doline considerate per l'anno 2009.

Anche sul fondo della Busa di Malga Malera di Sotto è presente un piccolo inghiottitoio, ormai quasi ostruito da massi, capace di influenzare forse il microclima della dolina in inverno con poca neve al suolo (pochi decimetri); in queste condizioni è stata notata, infatti, la presenza di un buco nella neve in corrispondenza dell'inghiottitoio, del diametro di qualche decimetro (Flavio Menini, comunicazione personale, 2010). che rivela evidentemente la fuoriuscita di aria meno fredda di origine ipogea. Per gli andamenti delle temperature massime (figura 64), molto più regolari, non sono da segnalare particolari anomalie, se si eccettua quella già citata del Lago di Fosses, che in inverno diventa, di giorno, fredda quasi come la Busa di Manna per la scarsità o l'assenza di radiazione solare diretta.

6.3 Temperature minime assolute del 2009

Prendendo in considerazione uno degli aspetti peculiari del microclima delle doline, ovvero le temperature minime molto basse che si riscontrano sul loro fondo, si notano, per l'anno 2009, valori sorprendenti (tabella 4), almeno per coloro che non conoscono tale microclima.

ANNO 2009	Tmin ass.
Valmenera – 905 m	-24.5
Carriola – 1212 m	-34.9
Malga Malera – 1531 m	-34.9
Erera-Brendol – 1678 m	-35.8
Campoluzzo – 1770 m	-40.3
Lago Fosses – 2143 m	-36.9
Sponde Alte – 2393 m	-45.5
Manna – 2550 m	-47.0

Tabella 4: temperature minime assolute (°C) registrate nel corso del 2009.

Per confrontare questi valori con quelli di altre zone, poste ad altitudini simili ma non situate in zone depresse, si vedano le seguenti temperature minime assolute del 2009, misurate da alcune stazioni meteorologiche automatiche:

- Col Indes (1180 m) **-13.9°C**
- Cima Canale (1250 m) **-22.1°C**
- Monte Tomba (1620 m) **-15.8°C**
- Misurina (1736 m) **-20.4°C**
- Monte Verena (2015 m) **-18.1°C**
- Passo Pordoi (2155 m) **-20.7°C**
- Faloria (2240 m) **-20.4°C**
- Monte Piana (2265 m) **-21.0°C**
- Ra Vales (2615 m) **-22.8°C**
- Marmolada (3256 m) **-27.4°C**

È evidente la notevole differenza fra le doline e le altre zone, con le prime che, nelle minime assolute, risultano da 10 a 24°C più fredde, rispetto a località poste ad altitudini simili (Busa di Manna-2550 m -47.0°C, Ra Vales 2615 m -22.8°C). Potrebbero rappresentare un'eccezione i dati della stazione di Marcesina (1310 m), sull'Altopiano dei Sette Comuni, con una minima assoluta per il 2009 di -29°C; tale sito si trova in una grande piana (che ospita anche alcune lievi depressioni), ma di fatto non giace in una concavità del terreno. Le temperature minime molto basse che la caratterizzano inducono a pensare che in essa ci sia un notevole raffreddamento radiativo notturno, favorito da un orizzonte topografico mediamente molto basso (elevato valore dello *sky-view factor*). Per questo motivo si può ritenere che la Piana di Marcesina rappresenti una realtà intermedia fra le doline e le altre zone.

Le temperature minime assolute durante l'anno, mese per mese (figura 65) rivelano differenze molto meno marcate fra le depressioni e le altre zone, generalmente comprese fra 0 e 5°C. I motivi sono da ricercare essenzialmente nella mancanza di neve al suolo e nella maggiore umidità dell'aria (specie in quota), condizioni sfavorevoli alla generazione del freddo nelle doline.

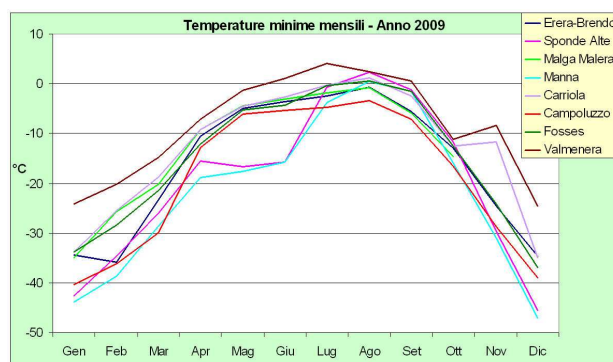


Figura 65: andamento dei valori minimi assoluti mensili nelle 8 doline considerate per l'anno 2009.

6.4 Analisi delle temperature invernali

L'inverno è naturalmente la stagione in cui le doline mostrano tutte le loro capacità di raffreddamento e, con maggiore frequenza, tutti gli aspetti caratteristici.

La disamina delle sole temperature invernali consente di analizzare anche i dati delle doline

finora non considerate (perché non attive per tutto l'anno 2009).

Considerando, ad esempio, il mese di febbraio 2008 si possono esaminare i dati anche della Busa delle Vette, della Busa della Segala e della Busa Q2469. Le otto doline considerate e i relativi dati per questo mese sono mostrati in tabella 5.

FEBBRAIO 2008	Med	Min	Max	Min ass.
Valmenera – 905 m	-2.9	-8.8	7.1	-16.1
Erera-Brendol – 1678 m	-10.1	-20.2	2.3	-31.7
Campoluzzo – 1770 m	-10.3	-22.7	4.2	-34.4
Busa Vette – 1852 m	-6.8	-16.6	1.7	-29.7
Busa Segala – 1961 m	-4.9	-14.8	2.2	-27.6
Lago Fosses – 2143 m	-10.3	-20.4	-0.6	-32.9
Busa Q2469 – 2468 m	-4.7	-8.8	-1.7	-16.0
Manna – 2550 m	-10.8	-21.6	-1.6	-39.8

Tabella 5: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima e temperatura minima assoluta per il mese di febbraio 2008.

Per le temperature medie le doline più fredde sono risultate Erera-Brendol, Campoluzzo, il Lago di Fosses e la Busa di Manna (valori fra -10 e -11°C), mentre le altre si sono rivelate sensibilmente meno fredde. Stupisce la media di "soli" -4.7°C della Busa Q2469, a fronte della sua notevole altitudine, ma, come si vedrà più avanti, la frequente presenza di venti nella conca ne limita drasticamente il raffreddamento notturno. Anche per la Busa della Segala, soggetta anch'essa a frequenti disturbi eolici, si segnalano valori termici sensibilmente più alti rispetto a quelli di doline poste a quote simili o inferiori. Le medie delle temperature minime confermano le citate quattro doline più fredde, ma con sorpresa si nota che nel febbraio 2008 Campoluzzo si è dimostrata la più fredda in assoluto (media delle minime -22.7°C), superando di circa 1°C la Busa di Manna, posta quasi 800 m più in alto (-21.6°C).

Le medie delle temperature massime mostrano valori ben rapportati all'altitudine e stavolta la Busa Q2469 eguaglia la Busa di Manna per la posizione spesso in ombra in cui viene a trovarsi il sito in inverno. Per ciò che concerne le minime assolute è interessante notare delle significative differenze anche fra le quattro doline aventi le medie delle minime simili e questo perché talora i fattori predisponenti i forti raffreddamenti radiativi possono concorrere tutti a favore, ad esempio, della Busa di Manna, capace talvolta di notevoli *exploit* in termini di raffreddamento notturno.

Considerando il mese di gennaio 2009 è possibile analizzare anche i dati della Busa delle Sponde Alte, della Busa di Malga Malera di Sotto, della Busa di Vallonga e delle Buse di Carriola (tabella 6).

GENNAIO 2009	Med	Min	Max	Min ass.
Valmenera – 905 m	-4.6	-8.7	1.1	-24.1
Carriola – 1212 m	-9.8	-19.1	-0.4	-33.8
Malga Malera – 1531 m	-6.8	-17.4	-1.4	-34.9
Erera-Brendol – 1678 m	-11.5	-21.2	-3.0	-34.3
Campoluzzo – 1770 m	-13.4	-23.5	-3.8	-40.3
Busa Vette – 1852 m	-10.7	-19.0	-4.1	-33.2
Val Longa – 2195 m	-8.7	-14.9	-5.3	-33.3
Lago Fosses – 2143 m	-14.5	-23.1	-7.3	-33.8
Sponde Alte – 2393 m	-12.1	-21.3	-5.5	-42.6
Manna – 2550 m	-14.9	-24.2	-7.3	-43.8

Tabella 6: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima e valori minimi assoluti per il mese di gennaio 2009.

Rispetto al febbraio 2008 il mese di gennaio 2009 è risultato mediamente più freddo e le temperature medie mensili più basse sono risultate quelle della Busa di Manna (-14.9°C) e del Lago di Fosses (-14.5°C), mentre questa volta sorprende la temperatura media di soli -8.7°C della Busa di Val Longa, nonostante i suoi 2195 m di altitudine (dovuta soprattutto al basso sky-view factor e all'esposizione ai venti a grande scala). Da segnalare anche la modesta temperatura media (-4.6°C) di Valmenera, com'era accaduto per il mese di febbraio 2008. In questo caso l'anomalia va ascritta alla pressoché totale assenza di neve nella conca, durante un inverno eccezionalmente nevoso in gran parte della montagna veneta, ad esclusione delle zone prealpine al di sotto dei 1000-1200 m. Come è stato notato in altre occasioni, l'assenza di una coltre di neve in Valmenera limita notevolmente il raffreddamento notturno di questa depressione. Da rilevare anche le temperature relativamente basse, considerando l'altitudine di soli 1212 m, delle Buse di Carriola, dove il valore medio mensile è stato di quasi -10°C.

Passando alle medie delle temperature minime, vanno segnalati valori molto bassi alla Busa di Manna (-24.2°C), al Lago di Fosses (-23.1°C) e a Campoluzzo (-23.5°C), mentre, sul lato opposto, si evidenziano i valori nettamente più alti della Busa di Val Longa (-14.9°C) e di Valmenera (-8.7°C). Notevole il valore di -19.1°C delle Buse di Carriola.

Le medie più basse delle temperature massime si sono avute nelle doline più alte e in quelle spesso in ombra.

Per quanto riguarda le temperature minime assolute, oltre che segnalare le tre doline scese sotto i -40°C (Campoluzzo -40.3°C, Sponde Alte -42.6°C e Manna -43.8°C) è interessante notare come la dolina prealpina di Malga Malera, posta in prossimità dei crinali dei Monti Lessini abbia raggiunto una minima assoluta più bassa di quella registrata in doline dolomitiche situate a oltre 2000 m (Val Longa e Lago di Fosses).

Per valutare i dati invernali delle tre doline installate nell'autunno 2009, ovvero Campo di Sopra, Plan Pescü e le Buse di Collalto, si analizzano ora brevemente le temperature del gennaio 2010 (tabella 7).

GENNAIO 2010	Med	Min	Max	Min ass.
Valmenera – 905 m	-6.5	-12.4	0.4	-26.6
Carriola – 1212 m	-9.6	-17.4	-1.1	-33.0
Campo Sopra – 1285 m	-9.4	-18.2	-1.3	-32.9
Malga Malera – 1531 m	-8.2	-16.1	-2.0	-27.8
Erera-Brendol – 1678 m	-12.4	-21.0	-4.6	-32.9
Campoluzzo – 1770 m	-13.0	-22.4	-3.6	-36.4
Busa Vette – 1852 m	-9.5	-16.5	-3.8	-29.1
Plan Pescü – 2112 m	-11.0	-18.1	-5.8	-32.1
Lago Fosses – 2143 m	-13.8	-21.5	-7.5	-36.5
Collalto – 2267 m	-11.4	-20.0	-6.3	-30.3
Sponde Alte – 2393 m	-12.9	-22.0	-6.6	-33.7
Manna – 2550 m	-16.0	-26.9	-7.8	-37.3

Tabella 7: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima e valori minimi assoluti per il mese di gennaio 2010.

Per questo mese vengono confermate le indicazioni ottenute dai dati del gennaio 2009, salvo i valori nettamente più bassi per le medie (-16.0°C) e le minime (-26.9°C) della Busa di Manna.

Le Buse di Collalto, considerando l'altitudine, non si sono rivelate particolarmente fredde a causa, come si vedrà in seguito, dalle "valanghe di aria fredda" innescate da alcuni ripidi pendii. Per contro, in estate, venendo a mancare la neve lungo i pendii, non si innescano tali "valanghe" e questa dolina diventa molto simile, o leggermente più fredda nelle minime, rispetto alle due vicine depressioni.

In maniera quasi speculare si è comportata la depressione di Plan Pescü, ma in questo caso il motivo va ricercato nella facilità con cui i venti a grande scala, anche se deboli o moderati, penetrano nella conca e forse nell'azione di disturbo del flusso di esondazione di un sottile lago di aria fredda che si forma in una sovrastante, ampia conca prativa. Campo di Sopra, invece, ha mostrato dati molto interessanti, del tutto simili a quelli delle Buse di Carriola, e questo nonostante la sua limitata profondità. La sua media delle minime (-18.2°C) è risultata pressoché uguale a quella di Plan Pescü, 800 m più alta e quasi 2°C più bassa rispetto a quella delle Buse delle Vette, 600 m più alta.

Un'analisi a parte va fatta per il Lech Dlacé, a causa della sua già citata scarsa disponibilità di dati. L'unico mese di stampo quasi invernale, per cui è possibile fare un confronto con i dati disponibili di altre doline oltre i 2000 m, è il novembre 2008 (tabella 8).

NOVEMBRE 2008	Med	Min	Max	Min ass.
Lech Dlacé – 2830 m	-6.6	-10.0	-4.1	-20.8
Manna – 2550 m	-8.2	-21.3	-2.9	-40.3
Sponde Alte – 2393 m	-6.2	-13.2	-1.6	-35.8
Lago Fosses – 2143 m	-5.0	-10.8	-0.8	-26.3
Val Longa – 2195 m	-3.7	-8.0	-0.8	-19.4

Tabella 8: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima e valori minimi assoluti per il mese di novembre 2008.

Emerge subito la media delle temperature massime, risultata oltre 1°C più bassa rispetto a quella della Busa di Manna e ancor di più rispetto alle altre doline. Ciò è stato determinato, oltre che dall'elevata altitudine, anche dallo scarso o assente soleggiamento sul fondo della conca. Per quanto concerne la media delle minime (-10.0°C) si nota invece un valore poco consono ad una dolina di così alta quota, ben 11°C più elevata rispetto a quello della Busa di Manna (-21.3°C), in linea, però, con quella del Lago di Fosses. La sua limitata capacità di raffreddarsi per rilascio radiativo notturno è ancora più evidente nelle minime assolute, raggiunte durante l'irruzione di aria fredda dal 22 al 25 novembre, quando al Lech Dlacé si è scesi al massimo a -20.8°C, contro i -26.3°C del Lago di Fosses, i -35.8°C della Busa delle Sponde Alte e i -40.3°C della Busa di Manna. Il basso *sky-view factor*, i possibili flussi notturni di versante e la probabile sensibilità alla ventilazione a grande scala, sono le presunte cause di questa sua incapacità di raggiungere valori minimi estremi, anche in nottate con vento debole. Dalle temperature medie mensili emerge, naturalmente, una situazione compensativa fra l'anomalia delle massime e quella delle minime.

Purtroppo la mancanza di dati per i successivi mesi invernali impedisce di avere una conferma di tali conclusioni, tuttavia si ritiene che la caratteristica tipicamente invernale dell'irruzione di aria fredda della terza decade di novembre e la presenza di neve al suolo in quel periodo, siano stati sufficienti per capire le scarse potenzialità invernali di questa dolina.

Per quanto riguarda, invece, il suo comportamento nel periodo estivo, basato solo sui dati del settembre 2009 (unico mese, quasi estivo, a disposizione) emerge che questa dolina è stata la più fredda in assoluto, sia per le temperature minime che per quelle massime. Questo si spiega con il fatto che in estate vengono a mancare, generalmente, i presupposti per anomali raffreddamenti nelle doline e prevale l'azione dell'altitudine.

Per valutare meglio le sorprendenti differenze, nel periodo invernale, fra una dolina ed una località vicina, non situata in una zona depressa, si sono considerati i valori medi ed estremi del gennaio 2009 per alcune coppie di siti, ad altitudini simili (tabella 9).

GENNAIO 2009	Med	Min	Max	Min ass
Busa Manna – 2550 m	-14.9	-24.2	-7.3	-43.8
Ra Vales – 2615 m	-6.4	-8.3	-3.9	-13.2

Lago Fosses – 2143 m	-14.5	-23.1	-7.3	-33.8
Faloria – 2240 m	-5.9	-8.1	-2.7	-13.7

Campoluzzo – 1770 m	-13.4	-23.5	-3.8	-40.3
Malga Larici – 1605 m	-2.2	-4.7	1.2	-9.5

M.ga Malera – 1531 m	-6.8	-17.4	-1.4	-34.9
M. Tomba – 1620 m	-2.8	-4.8	-0.4	-9.2

Tabella 9: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima e valori minimi assoluti per il mese di gennaio 2009. Confronto fra siti in dolina e siti e non in dolina.

E' evidente l'abissale differenza nelle medie delle minime, com'era lecito aspettarsi, con scarti anche di 19°C, come nel caso di Campoluzzo e Malga Larici. Tale scarto, comunque, è funzione delle condizioni meteorologiche medie del mese invernale considerato: con tempo caratterizzato da prolungati periodi di alta pressione lo scarto sarà maggiore rispetto a quello con tempo spesso perturbato e ventoso. Il gennaio 2009 è risultato alquanto variabile, con alternanza di giorni soleggiati, variabili e perturbati, per cui si può affermare che in certi casi gli scarti illustrati in tabella 9 possono risultare ancora maggiori. Questo confronto è stato fatto con siti ad un'altitudine simile a quella delle doline ma poste in posizione di vetta o di versante. Ma come vanno le cose se eseguiamo il confronto con una fredda località dolomitica, posizionata in una valle? Il Passo Cimabanche (1530 m) poco a nord di Cortina, è probabilmente la zona abitata più fredda in assoluto in inverno nel Veneto e in tabella 10 viene messa a confronto con una dolina prealpina veronese (Busa di Malga Malera di Sotto) ed una prealpina/dolomitica bellunese (Altopiano di Erera-Brendol), poste ad altitudini simili.

GENNAIO 2010	Tmed	Tmin	Tmax
Cimabanche – 1530 m	-9.6	-14.9	-4.3
Malga Malera – 1531 m	-9.0	-16.1	-2.0
Erera-Brendol – 1678 m	-12.8	-21.0	-4.6

Tabella 10: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima per il mese di gennaio 2010: confronto fra la località di Cimabanche e due doline poste ad un'altitudine simile. La temperatura media in questo caso è stata calcolata come semisomma del valor medio delle minime e delle massime.

Per le temperature minime il Passo Cimabanche è risultata 1°C meno fredda di Malga Malera e addirittura 5°C rispetto a Erera-Brendol. Per le temperature massime, invece, il ridottissimo soleggiamento invernale a Cimabanche porta questa località a risultare più fredda di circa 2°C rispetto a Malga Malera e ad eguagliare Erera-Brendol. Per le minime, quindi, viene confermato che le doline rappresentano un mondo a parte,

tanto che una piccola conca sulle Prealpi veronesi finisce per risultare più fredda del Passo Cimabanche, posta in mezzo alle montagne dolomitiche, con soleggiamento invernale quasi assente.

Per concludere l'analisi dei dati invernali, vediamo quali sono state le temperature minime assolute (tabella 11) registrate nelle varie depressioni durante il periodo monitorato (ultimi 1-4 anni), ricordando che quest'ultimo differisce da zona a zona e che tali valori sono aggiornati all'estate 2010:

Dolina monitorata	Tmin ass.
Valmenera – 905 m	-35.4
Carriola – 1212 m	-34.9
Campo Sopra – 1285 m	-32.9
Malga Malera – 1531 m	-34.9
Erera-Brendol – 1678 m	-40.1
Campoluzzo – 1770 m	-40.3
Busa Vette – 1852 m	-33.0
Busa Segala – 1961 m	-27.6
Plan Pescü – 2112 m	-32.8
Lago Fosses – 2143 m	-37.4
Val Longa – 2195 m	-33.3
Collalto – 2267 m	-35.1
Sponde Alte – 2393 m	-45.5
Busa Q2469 – 2468 m	-20.6
Busa Manna – 2550 m	-47.0
Lech Dlacé – 2830 m	-20.9*

Tabella 11: temperature minime assolute registrate in tutte le doline in questi ultimi 1-4 anni, aggiornate all'estate 2010 (*valore riferito al solo bimestre ottobre-novembre 2008).

6.5 Breve analisi delle temperature estive

Analizzando le temperature medie mensili del 2009 sono già stati accennati alcuni aspetti delle temperature estive nelle doline. Per un ulteriore approfondimento si focalizza l'attenzione sul solo mese di agosto 2009, risultato quasi ovunque il più caldo dell'anno (tabella 12).

AGOSTO 2009	Tmed	Tmin	Tmax
Valmenera – 905 m	17.0	10.0	24.7
Carriola – 1212 m	14.3	6.6	21.0
Malga Malera – 1531 m	12.8	3.9	19.1
Erera-Brendol – 1678 m	11.9	4.5	16.7
Campoluzzo – 1770 m	10.2	1.1	17.7
Lago Fosses – 2143 m	11.0	6.1	15.8
Sponde Alte – 2393 m	10.0	6.3	13.0
Manna – 2550 m	8.5	5.0	11.8

Tabella 12: valori medi mensili della temperatura (°C) media, minima e massima per il mese di agosto 2009.

Per le temperature medie mensili, ben correlate con l'altitudine, si nota l'anomalia di Campoluzzo che risulta più fresco del Lago di Fosses e quasi

uguale alla Busa delle Sponde Alte. Stessa correlazione con l'altitudine anche per la medie delle temperature massime, ma qui la leggera anomalia riguarda l'Altopiano di Erera-Brendol, risultato 1°C più fresco di Campoluzzo. Ma le anomalie più significative si sono riscontrate per la medie delle temperature minime, dove Campoluzzo, come evidenziato precedentemente, è risultata nettamente la più fresca, con una media di +1.1°C, ovvero 4-5°C più bassa rispetto ai valori delle doline oltre i 2000 m. Molto interessante anche il secondo valore più basso, che spetta alla Busa di Malga Malera di Sotto (+3.9°C). Questi due dati sono davvero sorprendenti e meriterebbero un adeguato approfondimento.

6.6 Numero di giorni con temperature minime negative in estate

Si è già detto che nel periodo estivo solo in poche occasioni le depressioni fredde producono notevoli abbassamenti termici notturni ed in ogni caso su valori molto meno eclatanti rispetto a quelli invernali.

Tuttavia analizzando la frequenza di temperature minime negative (numero di giorni con gelate notturne) nel pieno della stagione estiva emergono indicazioni ben definite, in linea con quelle emerse dall'analisi delle temperature minime estive.

Si è considerato il bimestre luglio-agosto 2009 e si sono contati i giorni con temperature minime inferiori a 0°C (figura 66)

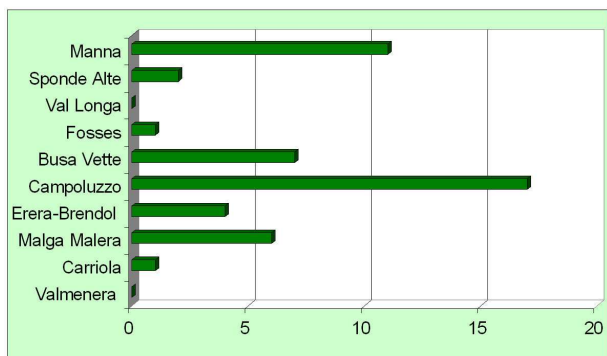


Figura 66: numero di giorni con temperature inferiori a 0°C nel bimestre luglio-agosto 2009.

Spiccano i 17 giorni con valori negativi a Campoluzzo, sui 62 giorni considerati, ovvero una gelata mediamente ogni 3-4 giorni. Segue la Busa di Manna con 11 giorni e a seguire le altre. Da sottolineare l'assenza di gelate non solo in Valmenera, che si trova ad un'altitudine relativamente bassa, ma anche nella Busa di Val Longa, oltre i 2000 m come il Lago di Fosses, fermo ad un solo episodio di gelata estiva.

6.7 Escursioni termiche medie e massime giornaliere

La caratteristica delle depressioni fredde di raffreddarsi molto di notte e a riscaldarsi bene di giorno, grazie al buon soleggiamento che contraddistingue gran parte di esse, produce escursioni termiche giornaliere molto accentuate. In figura 67 sono rappresentate le medie mensili del 2009 delle escursioni termiche giornaliere di alcune doline e, a titolo di confronto, quelle di due località dolomitiche, una in quota (Faloria-2240 m), l'altra a fondovalle (Cimacanale - Val Visdende - 1240 m).

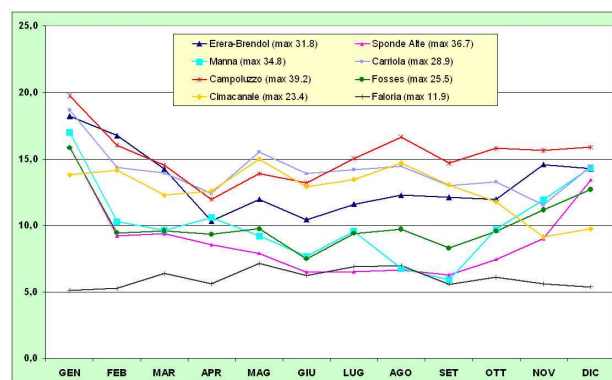


Figura 67: andamento dei valori medi mensili delle escursioni termiche giornaliere per l'anno 2009 e, tra parentesi in legenda, la massima escursione termica giornaliera.

Si nota subito che nelle sei doline considerate l'escursione è generalmente massima in inverno e minima nelle altre stagioni, mentre nelle altre due località non in dolina è assente il massimo invernale. Ciò è dovuto, evidentemente, alla capacità delle depressioni di raffreddarsi in maniera notevolissima in inverno ma nel contempo di riscaldarsi sufficientemente durante la giornata, mentre negli altri periodi dell'anno il raffreddamento notturno è più contenuto.

In gennaio le escursioni medie giornaliere sono compresi fra 14 e 20°C, valori decisamente alti considerando che si tratta di valori medi; negli altri mesi i valori sono compresi fra 7 e 15°C, ma esistono interessanti differenze fra le doline, in relazione naturalmente alle loro capacità di accentuare gli estremi nel ciclo termico giornaliero. Si può così notare come le massime escursioni si hanno, per quasi tutto l'anno, a Campoluzzo e a Buse di Carriola, mentre in alcune conche (Erera-Brendol, Busa di Manna, Lago di Fosses) ai valori elevati dell'inverno segue una loro significativa diminuzione nel periodo primaverile ed estivo. E' curioso notare come la Busa delle Sponde Alte abbia, da febbraio a novembre, le escursioni termiche più basse fra le doline, eguagliata in agosto e settembre dalla Busa di Manna.

Il confronto con le due località non in dolina mostra che il Faloria, com'era logico aspettarsi considerando la sua posizione di cresta montuosa, rivela escursioni medie di soli 5-7°C

tutto l'anno; Cima Canale, invece, sul fondovalle della Val Vissdende, dimostra escursioni del tutto simili a quelle delle doline, tranne che in inverno. Se i valori medi mensili dell'escursione giornaliera denotano abbastanza bene i grossi sbalzi termici fra la notte ed il giorno, i valori massimi rivelano differenze anche superiori a 30°C e talora raggiungono picchi sbalorditivi, prossimi a 40°C. Per il solo anno 2009 va segnalata, ad esempio, l'escursione di 39.2°C del 4 gennaio a Campoluzzo, dove si è passati da una minima di -40.2°C ad un massimo di -1.0°C. Valori superiori ai 30°C si sono avuti anche nella Busa delle Sponde Alte (36.7°C) nella Busa di Manna (34.8°C) e sull'Altopiano di Erera-Brendol (31.8°C), mentre nelle Buse di Carriola, caratterizzata come si è visto, da medie abbastanza alte, si è rimasti curiosamente sotto i 30°C.

L'escursione termica massima assoluta, dall'inizio del monitoraggio delle depressioni fredde, si è avuta il 14 febbraio 2008 nella Busa di Manna, dove, dopo una minima di -39.8°C, la temperatura è risalita in giornata fino a +0.3°C, per un'escursione di 40.1°C.

Alla regola delle escursioni molto accentuate fanno eccezione, talvolta, alcune doline circondate a meridione da rilievi o colli relativamente alti, che riducono o impediscono il soleggiamento per buona parte dell'inverno. In questo caso l'escursione termica giornaliera può risultare, al contrario, ridottissima, in particolare in condizioni di alta pressione e nel periodo centrale dell'inverno, quando il sole è più basso sull'orizzonte (escludendo naturalmente i casi di maltempo). A titolo di curiosità si cita quanto accadde sul fondo della Pozza Tramontana (2097 m) un'enorme depressione nel Gruppo del Brenta (TN), monitorata da Flavio Menini e Corrado Vaona, per conto dell'Associazione Meteotrieno, il 16 dicembre 2009, quando si passò da una minima di -39.1°C ad una massima di -34.3°C (media giornaliera di -36.8°C), per un'escursione giornaliera di soli 4.8°C. In questo caso ci fu la concomitanza di una ventilazione insolitamente debole o assente nella conca, durante un'ondata di freddo, dell'elevata altitudine del sito e del periodo con le giornate più corte dell'anno.

7. Aspetti del microclima delle depressioni fredde

I numerosi studi presenti in letteratura, eseguiti sulla base dei dati raccolti nei monitoraggi e negli esperimenti condotti soprattutto nella Grünloch, nella Peter Sink e nel Meteor Crater, ma anche i risultati del monitoraggio in esame, hanno permesso di conoscere quali sono gli aspetti più rilevanti del particolarissimo microclima che caratterizza le doline.

Ma cosa accade di così particolare nelle doline? Vediamo di analizzarlo, considerando uno ad uno

gli aspetti salienti del loro microclima e vedendo qualche caso specifico per le depressioni qui esaminate.

7.1 Temperature minime estreme

È l'aspetto più eclatante e, ovviamente, con la maggiore risonanza mediatica. Si riscontrano sempre sul fondo della dolina, dove ristagna l'aria più fredda. In presenza di neve al suolo, che come abbiamo visto esalta il raffreddamento dell'aria, la temperatura sul fondo può risultare 25-35°C più bassa rispetto a quella della "libera atmosfera" o di una cima montuosa nelle vicinanze, alla medesima altitudine.

La maggior parte della diminuzione termica avviene poco dopo il tramonto locale (scomparsa del sole dalla conca), in linea con la massima perdita di calore del terreno. In seguito la diminuzione termica e la perdita di calore del terreno proseguono più attenuate e graduali. Ciò avviene per una serie di motivi, fra i quali la minore emissione ad onda lunga per effetto del suolo, che diventa sempre più freddo, e i meccanismi di reazione che si innescano al raffreddamento dello strato superficiale del terreno, sia per il flusso di calore sensibile dal sottosuolo, che per il flusso di calore sensibile dall'aria più mite circostante o soprastante, richiamata per contrastare il raffreddamento superficiale. Per gran parte della notte, con cielo sereno e senza vento significativo, lo strato d'aria vicino al fondo della dolina si trova in uno stato di quasi equilibrio, in un sistema del tutto isolato dall'atmosfera esterna alla depressione. In esso ogni piccola variazione di temperatura innesca una rapida reazione che tende a ristabilire l'equilibrio (Whiteman, C. D. *et al.* 2003)

Al raggiungimento di temperature minime estreme sul fondo delle conche ad alta quota, (indicativamente oltre i 2500 m), concorre anche la relativa rarefazione dell'aria, cioè la minore densità dei gas che la compongono, rispetto alle altitudini inferiori. In particolare è la minor quantità (pressione) di vapore acqueo presente mediamente in alta montagna nel periodo invernale a giocare un ruolo importante nel raffreddamento. Con meno vapor d'acqua presente nell'aria, l'emissione radiativa ad onda lunga del terreno durante la notte viene esaltata e con essa la perdita di calore ed il conseguente raffreddamento della superficie emittente (neve).

Fra le doline monitorate, quella che sembra sfruttare al meglio le sue caratteristiche geomorfologiche e topografiche quasi ideali, è la Busa di Manna, capace di raggiungere in inverno temperature minime estremamente basse. In figura 68 è possibile vedere il suo andamento di temperatura fra il 13 ed il 14 febbraio 2008, confrontato con quello di Ra Vales, sopra Cortina, situata ad un'altitudine simile, ma non posizionata in una conca. In quel periodo ha dominato un campo di alta pressione, con aria

mite in quota, è ciò ha favorito le incredibili differenze fra i due siti (fino a 39°C).

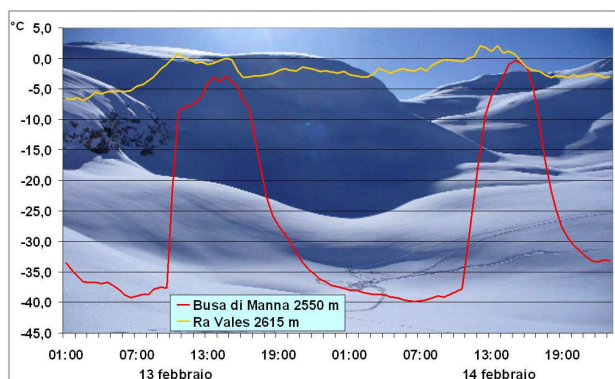


Figura 68: andamento della temperatura nella Busa di Manna e a Ra Vales fra il 13 ed il 14 febbraio 2008.

A contrastare la diminuzione termica durante una serena e calma notte invernale, può subentrare un fattore che può diventare determinante nel "frenare" la perdita di calore notturna, ovvero la radiazione proveniente dal cielo. Se tralasciamo l'ininfluenza (per il fenomeno in esame) radiazione proveniente dallo spazio (luna, stelle) e non considerando quella delle nubi (assenti, nella nostra ipotesi) rimane solo il flusso radiativo ad onda lunga proveniente dai gas costituenti l'aria (soprattutto i gas-serra), emissione che dipende, come abbiamo visto, dalla loro temperatura. Negli eventuali calcoli viene normalmente utilizzata la temperatura media di rugiada dell'aria che staziona appena sopra il lago di aria fredda, poiché in tal modo si considera anche la quantità di vapore acqueo, principale fonte di emissione radiativa verso il terreno. La scelta di utilizzare la temperatura dell'aria intrappolata nella dolina, o peggio ancora quella misurata sul fondo, molto più fredda, porterebbe a sottostimare tale radiazione. In caso di rilievi che circondano in parte la dolina, infatti, si viene a creare uno strato di aria più mite rispetto a quella contenuta nella depressione (figura 69), ma più fredda rispetto a quella che la sovrasta (libera atmosfera) ed è proprio questo strato intermedio (CIL: *Capping Inversion Layer*, Clements, C.B. *et al.*, 2002) il principale responsabile della cosiddetta radiazione del cielo, capace di contrastare in parte il raffreddamento radiativo del fondo della dolina (in realtà una piccola porzione di radiazione proviene anche dagli strati superiori del lago di aria fredda, soprattutto in caso di conche profonde, e dalla massa d'aria sovrastante).

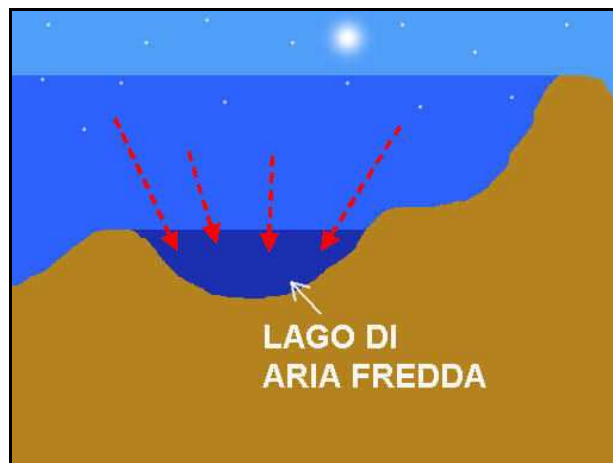


Figura 69: radiazione (frecce rosse tratteggiate) emessa anche verso il basso, cioè verso il lago di aria fredda, dallo strato intermedio (colore blu chiaro) sovrastante il lago.

E' quello che potrebbe essere successo nella notte fra il 17 ed il 18 dicembre 2009 nella Busa di Manna, in occasione del raggiungimento della temperatura minima più bassa registrata finora nel monitoraggio in esame (-47.0°C). Come si vede in figura 70, la temperatura aveva già raggiunto i -45°C nella tarda serata del 17 e in seguito la diminuzione è stata molto lenta e contenuta, senza alcun disturbo da vento (che avrebbe fatto innalzare bruscamente la temperatura), il che fa pensare, appunto, all'effetto della radiazione del cielo.

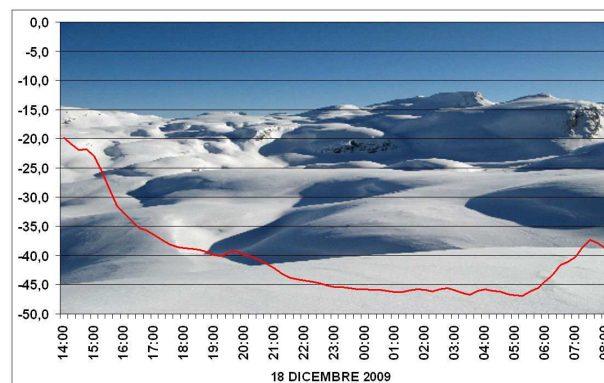


Figura 70: andamento della temperatura nella Busa di Manna fra il 17 ed il 18 dicembre 2009.

La presenza di rilievi circostanti o, come nel caso di questo sito, di un altopiano che ospita la depressione, garantisce la presenza di quello strato intermedio fra il lago freddo e la libera atmosfera, che, essendo relativamente ancora freddo, emette meno flusso radiativo, con la conseguenza di un'azione "frenante" più limitata. Nel caso, invece, di una dolina ipoteticamente posta sulla cima o su una dorsale di una montagna, non vi sarà nulla in grado di "trattenere" un po' di aria fredda e l'aria più mite della libera atmosfera irradierà maggiormente verso il terreno.

Per finire un cenno alle differenze fra le temperature minime misurate sul fondo delle doline e quelle misurate in libera atmosfera

(sulla verticale di una valle, lontano dai monti) alla medesima quota. E' un modo, per quanto empirico, di valutare la capacità di raffreddamento di una conca e, una volta conosciuta, di poter prevedere a grandi linee la temperatura minima che potrà raggiungere, sapendo la temperatura prevista in libera atmosfera. Utilizzando i dati dei radiosondaggi più vicini (Udine e Innsbruck) si è visto che in inverno, con neve al suolo e condizioni meteorologiche ideali, tale differenza è compresa spesso fra 20 e 30°C; tuttavia in situazioni di alta pressione, con aria molto secca in quota, non è raro superare i 35°C, come nel caso del 9 gennaio 2009 quando nella Busa di Manna si scese a -44°C, a fronte di una temperatura di circa -5°C in libera atmosfera.

7.2 Formazione del lago di aria fredda

Quando, al calar del sole, tutta la conca perde calore in maniera rapida e massiccia, altrettanto velocemente, nel giro di qualche ora (Clements, C.B. *et al.*, 2002), si riempie di aria fredda. Alla formazione di questo vero e proprio "lago di aria fredda" non concorre solo l'aria raffreddata dal terreno del fondo della dolina ma anche quella raffreddata dai pendii, se questi non sono completamente boscosi. Nelle piccole doline a forma di imbuto sono solo i pendii a "fabbricare" l'aria fredda, che man mano scorre verso il fondo e riempie, appunto, la piccola depressione.

Il raffreddamento più accentuato e rapido è quello dell'aria a contatto con il fondo della dolina, sia perché non è soggetta a movimenti significativi ma anche perché vi affluisce inizialmente anche l'aria raffreddata dai pendii interni della depressione. Si forma, quindi, inizialmente uno strato di aria molto fredda sul fondo, che nel corso della notte continuerà, in maniera più lenta e attenuata, a raffreddarsi.

La maggiore densità di questo strato, rispetto all'aria che scende dai pendii, fa in modo che poi quest'ultima converga verso il centro della conca, ma ad una quota superiore (Clements, C.B. *et al.*, 2002), con il risultato di riempirla, abbastanza velocemente, di aria fredda (figura 71).

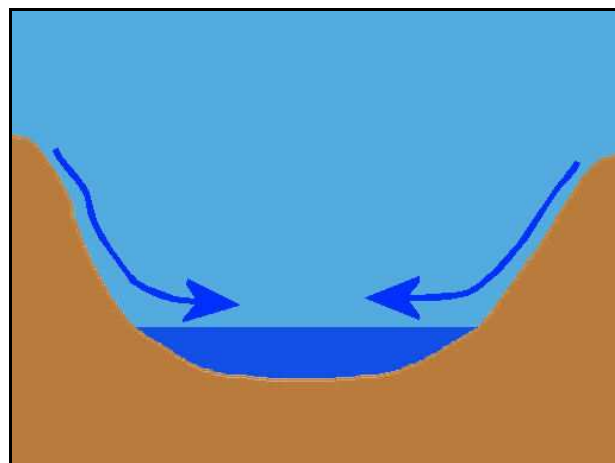


Figura 71: formazione del lago di aria fredda nelle prime ore della sera, con l'aria raffreddata dai versanti (frecce blu) che scende e converge verso il centro della dolina, scorrendo sopra lo strato di aria più fredda da poco formatosi (di colore blu scuro).

Ad avvenuto riempimento della dolina, l'aria fredda in essa contenuta, perfettamente equiparabile ad un fluido liquido, tenderà a tracimare attraverso la sella più bassa e questa fuoriuscita di aria fredda richiamerà aria leggermente più calda dagli strati sovrastanti (figura 72); ciò potrebbe contribuire al già citato rallentamento della diminuzione termica notturna osservato nelle doline (Clements, C.B. *et al.*, 2002).

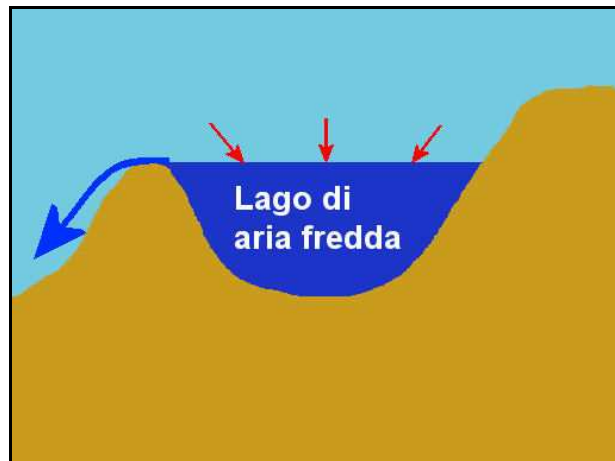


Figura 72: tracimazione dell'aria fredda contenuta nella dolina attraverso la sella più bassa (freccia blu) e richiamo di aria leggermente più calda dagli strati sovrastanti (frecce rosse).

Nelle ore del mattino il soleggiamento determina, quasi sempre, la graduale, completa dissoluzione del lago di aria fredda, ad iniziare dagli strati superiori. L'erosione del denso strato di aria fredda, infatti, inizia in alto e si propaga, man mano, verso il fondo della conca.

7.3 Marcata inversione termica

La formazione del lago di aria fredda determina un profilo verticale di temperatura

caratterizzato da una marcata inversione termica, inversione che si accentua nel corso della notte poiché sul fondo l'aria continua a raffreddarsi maggiormente rispetto a quella degli strati superiori.

L'andamento del profilo termico verticale, ovvero come e quanto aumenta la temperatura partendo dal fondo e salendo verso l'alto, dipende dalle dimensioni e dalla forma della depressione, ma è anche funzione del tempo, cioè dell'orario serale e notturno. Il profilo, infatti, subisce una continua, lieve evoluzione nel corso della notte (figura 73).

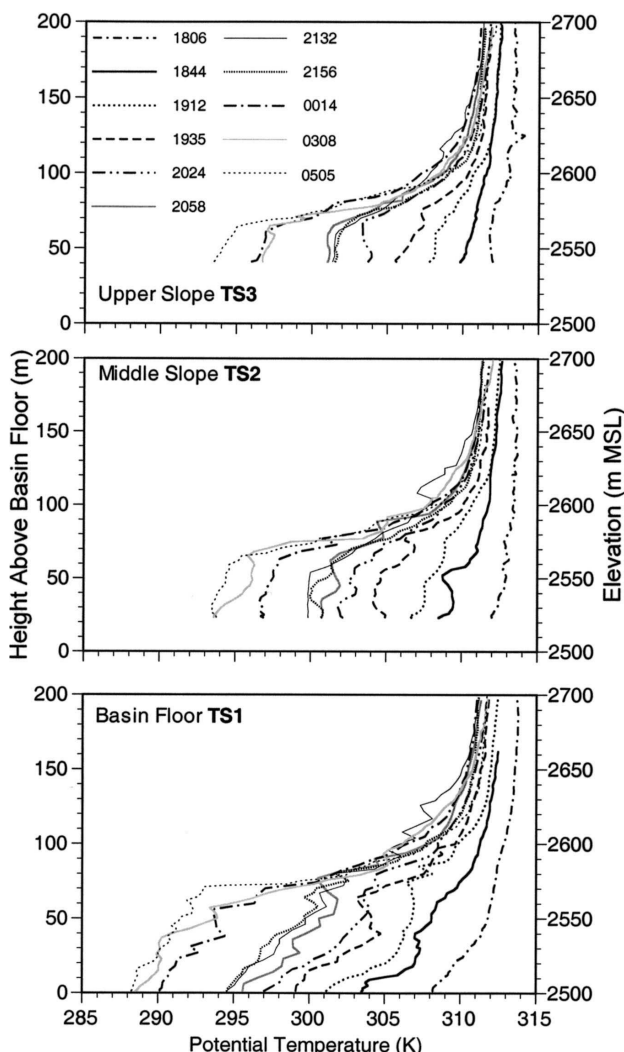


Figura 73: evoluzione del profilo termico verticale in una dolina durante le ore serali e notturne. Tratto da "Cold-Air-Pool Structure and Evolution in a Mountain Basin: Peter Sinks, Utah" - Clements, C.B. et al., 2002. I profili più interessanti sono quelli che partono dal fondo della dolina (TS1).

All'interno del lago di aria fredda la temperatura aumenta sensibilmente, ma non sempre in maniera regolare; talvolta vi si riscontrano infatti dei sottili strati intermedi caratterizzati da un sorprendente gradiente negativo super-adiabatico (temperatura che diminuisce marcatamente salendo di quota, invece che aumentare) come riscontrato nell'esperimento del Peter Sinks - Utah). Ma è in prossimità del

limite superiore del lago, all'altezza della sella di tracimazione, che si manifesta sempre un notevolissimo "salto" termico, causato dalla discontinuità della massa d'aria fra il lago ed il citato *Capping Inversion Layer*. Il livello inferiore di questo strato, ove si riscontra il "salto" termico sembra rimanere piuttosto stazionario nel corso della notte, il che fa pensare che si determini un equilibrio fra l'aria, relativamente calda, che affluisce dall'alto a compensare quella, più fredda, che esce dalla sella di tracimazione (Clements, C.B. et al., 2002).

L'entità dell'inversione termica può raggiungere valori sbalorditivi, con gradienti anche superiori a $1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ nelle doline più piccole, come ad esempio, nel "Buco del Ciglione" sui Monti Lessini (VR), monitorato da Flavio Menini e Corrado Vaona, per conto dell'Associazione Meteotriveneto (Flavio Menini, comunicazione personale, 2010); nelle doline medio-grandi, invece, il gradiente termico verticale si attesta mediamente fra $0.3^{\circ}\text{C}/\text{m}$ e $0.7^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Ciò significa che sul fondo di una piccola dolina profonda, ad esempio, 15 m, la temperatura dell'aria può essere $15\text{-}20^{\circ}\text{C}$ più bassa di quella misurata sul ciglio della depressione, mentre tali differenze possono essere anche maggiori (es. 30°C) in doline più grandi e profonde.

7.4 Forti oscillazioni termiche

Qualora, durante una notte serena e senza vento, con il lago di aria fredda ben consolidato e temperature nella dolina molto basse, mutano le condizioni meteorologiche a causa di un aumento della nuvolosità o di un'intensificazione del vento, si assisterà ad un brusco e notevole aumento della temperatura.

In particolare l'irruzione del vento nella conca determina dei rapidissimi rialzi termici causati dal rimescolamento della massa d'aria intrappolata nella dolina e per l'apporto di aria più mite proveniente dalle zone circostanti, ad opera del vento. Il rimescolamento fa in modo che gli strati più freddi in basso e quelli più miti in alto si mescolino fra di loro, con conseguente repentino "cambio d'aria" anche sul fondo della depressione. Gli incrementi di temperatura possono raggiungere i $10\text{-}20^{\circ}\text{C}$ in 15 minuti e i $20\text{-}30^{\circ}\text{C}$ in un'ora (in casi eccezionali anche 30°C in 30 minuti, come accaduto nel Buco del Ciglione (Flavio Menini, comunicazione personale, 2010). Nella serata del 23 gennaio 2010 nella Busa delle Sponde Alte la temperatura era già scesa a -33°C , ma improvvisamente un rinforzo del vento in quota, con sua conseguente intrusione nella depressione, ha causato un rialzo termico di ben 25°C in un'ora, di cui 18.3°C in soli 15 minuti.

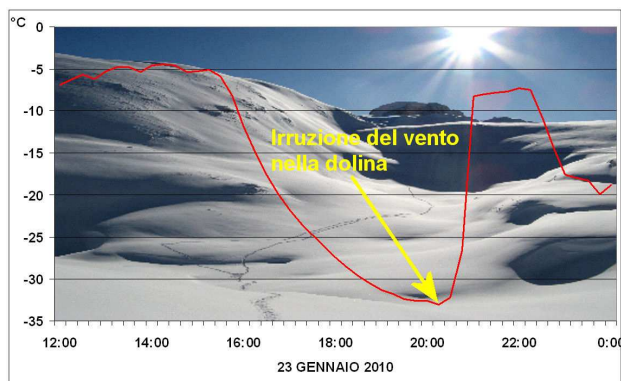


Figura 74: andamento della temperatura nel pomeriggio e nella serata del 23 gennaio 2010 nella Busa delle Sponde Alte. Poco dopo le ore 20 l'intrusione del vento nella dolina determina un brusco e notevole rialzo termico, mentre un paio di ore dopo, con l'attenuazione del vento, la temperatura torna a diminuire sensibilmente.

Il rimescolamento della massa d'aria contenuta nella dolina, come accennato precedentemente, inizia dall'alto nel caso di doline di medie e grandi dimensioni e si estende poi agli strati più bassi, fino a raggiungere il fondo, spesso in maniera molto rapida; tuttavia può capitare che, in occasione di disturbo eolico lieve e/o di breve durata, il rimescolamento del lago di aria fredda sia parziale e non raggiunga il fondo, dove la temperatura non palesa alcun rialzo termico. Cessato il vento la temperatura torna a diminuire rapidamente, tendendo a tornare al valore raggiunto prima dell'intrusione del vento. Durante una notte serena e fredda, caratterizzata da brevi disturbi del vento, si può assistere a numerose e marcate oscillazioni della temperatura. Queste variazioni termiche possono accadere anche durante il giorno, qualora la massa d'aria che interessa l'area risulti molto fredda e secca ed il vento moderato o forte abbia impedito durante la notte il raffreddamento radiativo. In questo caso, se il vento durante la mattinata cessa ed il sole è ancora relativamente basso sull'orizzonte, si può verificare un marcato e sorprendente raffreddamento in pieno giorno; in questo caso, infatti, non siamo di fronte ad un raffreddamento causato da un afflusso di aria fredda in quota, che può provocare in alta montagna una diminuzione termica anche di giorno, ma ad un raffreddamento dovuto alla perdita di calore del suolo, che talvolta può annullare il debole riscaldamento solare che caratterizza i mesi invernali.

Se i forti e veloci aumenti della temperatura causati dal vento rappresentano un aspetto per certi versi sbalorditivo, anche i rapidi raffreddamenti subiti dall'aria nei pressi del fondo della dolina costituiscono una peculiarità da sottolineare. Pur non raggiungendo entità di variazione simili a quelle dei rialzi termici, la diminuzione per raffreddamento radiativo presenta talvolta valori notevoli, arrivando a 5-10°C in 15 minuti e 10-15°C in un'ora. In questo

caso subentra la capacità della dolina di perdere rapidamente calore e quindi di raffreddare la massa d'aria in essa contenuta. Le doline maggiormente predisposte a questi crolli termici sono quelle più piccole, poco profonde e, naturalmente, con un elevato valore di *sky-view factor*. L'importanza di quest'ultimo fattore è confermato da un breve esperimento condotto nella Busa di Manna fra il 23 dicembre 2008 ed il 9 gennaio 2009, durante il quale un secondo sito della depressione, distante circa 150 m da quello fisso, in posizione più baricentrica e aperta (miglior *sky-view factor*), è stato monitorato. Pur presentando un andamento della temperatura mediamente uguale, si è notato che quando le condizioni meteorologiche diventavano favorevoli ai raffreddamenti radiativi (cielo sereno e calma di vento) il sito di prova si raffreddava più velocemente dell'altro, anche se poi quest'ultimo recuperava gradualmente il distacco, fino a diventare, al termine della nottata, leggermente più freddo.

7.5 Esondazione del lago di aria fredda

Nella descrizione della formazione del lago di aria fredda, si è accennato alla tracimazione del fluido aeriforme che riempie la dolina, attraverso la sella più bassa presente lungo il suo ciglio. La fuoriuscita dell'aria determina un vero e proprio flusso discendente che si origina appena sotto la sella e prosegue verso il basso, intensificandosi se il pendio è molto inclinato e se viene in qualche modo incanalato (piccola valle). La carrareccia a tornanti che sale verso l'altopiano del Komna, in Slovenia, interseca più volte una vallecola lungo la quale scorre il flusso di tracimazione di una delle conche più interessanti di quell'altopiano, la *Mrzla Komna*; questo flusso, simile ad un "torrente d'aria", risulta talvolta relativamente forte nelle ore notturne e del primo mattino, con velocità stimate superiori o uguali a 5 m/s (Iztok Sinjur, 2010, comunicazione personale).

Un caso particolare, in cui il flusso di esondazione del lago di aria fredda risulta protagonista, è stato individuato sull'altopiano delle Pale di San Martino, dove l'aria in uscita dalla Busa di Manna finisce nella sottostante Busa Q2469, impedendone continuamente il raffreddamento a causa del persistente rimescolamento dell'aria (figura 75).

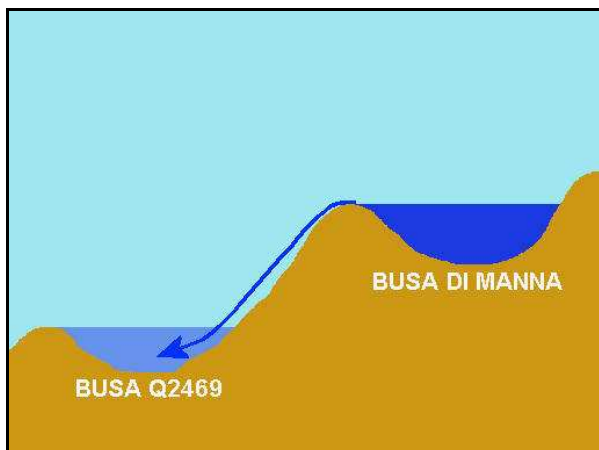


Figura 75: il raffreddamento radiativo della Busa 2469 viene continuamente disturbato dal flusso (freccia blu) proveniente dalla sovrastante Busa di Manna, per effetto della tracimazione dell'aria fredda contenuta in quest'ultima dolina.

Probabilmente, oltre al flusso di tracimazione della conca sovrastante, il disturbo eolico nel periodo invernale viene causato anche dai flussi discendenti di versante innescati da alcuni ripidi pendii innevati che incombono sulla depressione (figura 76).

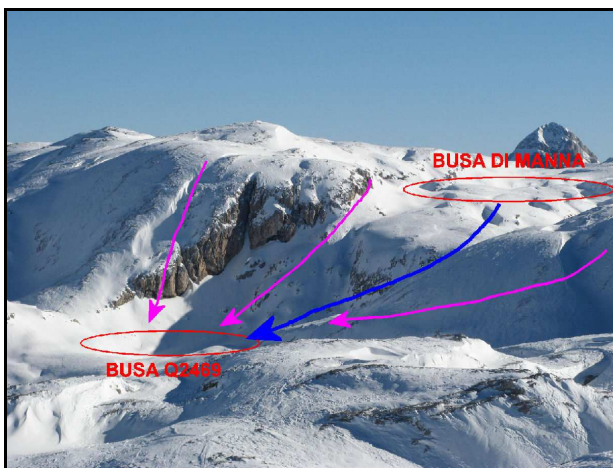


Figura 76: il raffreddamento della Busa Q2469 non viene disturbato solo dal flusso in uscita dalla Busa di Manna (freccia blu) ma anche dai flussi discendenti di versante (freccie viola)

Le differenze di temperatura che si possono avere nelle notti invernali serene e calme fra le due doline sono sorprendenti, raggiungendo o superando i 30°C come nella seconda metà del mese di Febbraio 2008, quando una persistente situazione di alta pressione ha favorito spesso minime notturne comprese fra -30°C e -40°C nella Busa di Manna, mentre nella sottostante conca la temperatura è oscillata quasi sempre fra i -5°C e i -10°C (figura 77).

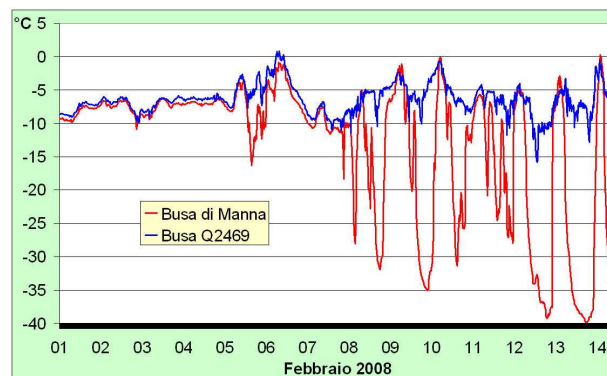


Figura 77: andamento delle temperature nella Busa di Manna e nella Busa Q2469 nei primi 15 giorni del Febbraio 2008. E' evidente l'enorme differenza fra i comportamenti termici delle due depressioni nella seconda metà del periodo, caratterizzata da condizioni di alta pressione favorevoli a forti raffreddamenti radiativi nelle doline. La Busa Q2469 non è quasi mai riuscita a raffreddarsi in maniera significativa a causa del flusso di tracimazione della sovrastante Busa di Manna. Nella prima metà del periodo, invece, molte giornate nuvolose, perturbate o ventose hanno reso del tutto simili le due temperature.

7.6 Flussi di versante e valanghe di aria fredda

Come è già stato detto precedentemente, l'aria raffreddata dal terreno dei pendii, diventando più densa e pesante, tende a scorrere verso il basso, acquistando velocità in relazione alla pendenza e alla lunghezza del pendio. Se la pendenza di quest'ultimo è lieve, la velocità assunta dall'aria sarà bassa e confluirà verso il fondo della dolina (o sorvolerà il preesistente lago di aria fredda), senza disturbare il raffreddamento della dolina. Se invece il pendio risulta più inclinato e lungo, il flusso d'aria diventerà più intenso e sarà in grado di rimescolare frequentemente l'aria intrappolata dalla conca, anche per l'eventuale azione degli altri pendii inclinati che la circondano.

Qualora la pendenza del pendio, lungo almeno 100-150 m, superi i 20-25° ed il suolo risulti innevato si generano delle vere e proprie "valanghe di aria fredda", dalla genesi e dall'evoluzione per certi versi simili alle vere valanghe di neve (figura 78). L'aumento della densità e del peso dell'aria, con la progressiva diminuzione della sua temperatura, causa la formazione di uno strato d'aria, o volendo continuare la similitudine con la neve, di un "lastrone", che ad un certo punto, raggiunta una massa critica, precipita improvvisamente lungo il ripido pendio, grazie anche allo scarso attrito con la superficie innevata.



Figura 78: i versanti innevati di una depressione, con una pendenza superiore a 20-25° ed una lunghezza di almeno 100-150 m, favoriscono la caduta di "valanghe di aria fredda" verso il fondo della dolina, che possono ripetersi più volte durante la notte.

L'aria che viene richiamata dalle zone adiacenti per compensare quella del "lastrone" appena staccatosi dal pendio, viene a sua volta raffreddata dal terreno e tenderà quindi a formarsi un nuovo lastrone, che poi precipiterà anch'esso sul fondo della dolina (accade come se, durante un'abbondante nevicata, si staccasse una valanga da un ripido pendio ogni volta che lo strato di neve fresca raggiunge, ad esempio, i 10 cm). Durante una nottata si possono staccare più valanghe di aria fredda da un pendio innevato, come accade spesso nelle Buse di Collalto, una delle doline più soggette a questo fenomeno (figura 79).



Figura 79: schema molto semplificato e del tutto indicativo delle valanghe di aria fredda che scendono lungo il pendio meridionale delle Buse di Collalto, quello con la maggior pendenza (mediamente superiore a 30°) e lunghezza.

La notte fra il 17 ed il 18 dicembre 2009 è caratterizzata da cielo sereno, temperature basse e vento in quota molto debole, come testimoniato dalla diminuzione termica indisturbata nella vicinissima Busa delle Sponde Alte, una dolina solitamente sensibile al vento. In figura 80 vengono poste a confronto gli andamenti delle temperature, fra le ore 14 del

17 dicembre e le ore 4 del 18 dicembre 2009, sul fondo della Busa delle Sponde Alte (diminuzione lenta e graduale) e in quello delle Buse di Collalto, dove la diminuzione termica è irregolare e caratterizzata da improvvisi rialzi termici. Ognuno di questi corrisponde al momento in cui la valanga di aria fredda precipita sul fondo della dolina e rimescola la massa d'aria, con conseguente rialzo termico.

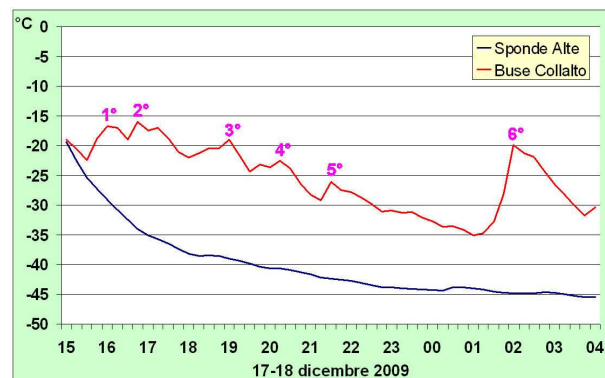


Figura 80: andamento delle temperature nelle Buse di Collalto e nella Busa delle Sponde Alte nella notte fra il 17 ed il 18 dicembre 2009 (dalle ore 15 del 17 alle ore 4 del 18).

Il grafico permette di individuare 6 distinti episodi "valanghivi", con i primi 5 che si sono verificati ogni 1-2 ore (tempo necessario per la formazione del lastrone sul pendio). L'ultimo episodio, invece, si è avuto a distanza di oltre 3 ore dal precedente, il che aveva permesso al fondo di raffreddarsi molto di più, ma accentuando notevolmente il successivo rialzo termico (15°C), rispetto a quello dei precedenti episodi (3-5°C).

In questa dolina, ma presumibilmente anche in altre dalle caratteristiche morfologiche simili, sembra decisivo il fatto che il lastrone di aria si stacchi da un pendio che si trova al di sopra del lago di aria fredda e che quindi irrompa in esso e rimescoli la massa d'aria ivi intrappolata, pur non escludendo che ciò possa verificarsi anche all'interno del lago (come pare verificarsi nella Busa della Segala).

Le dimensioni orizzontali e lo spessore del lastrone, oltre che le dinamiche che governano il distacco di queste valanghe di aria fredda, sono state finora poco o per nulla indagate, anche per l'oggettiva difficoltà di monitorarle. Anche i citati valori-soglia di pendenza e di lunghezza del pendio sono stati individuati dall'autore in maniera empirica, analizzando le caratteristiche morfometriche delle doline e i dati in esse rilevati.

Nel caso, infine, di pendii molto inclinati (pendenza indicativamente >50°) o di versanti rocciosi quasi verticali, l'aria raffreddata dal terreno scivola man mano verso il fondo della dolina, con massa e velocità contenute, impedendo la formazione del lastrone di aria fredda e l'innesco, quindi, della valanga.

8. Conclusioni

Il monitoraggio sperimentale di alcune depressioni situate nelle Prealpi venete e nel territorio dolomitico ha permesso di confermare l'ipotesi che anche sul versante italiano delle Alpi, ove sussistano forme concave del terreno, viene spesso a manifestarsi lo stesso particolarissimo microclima riscontrato in altri paesi ed analizzato nei numerosi studi presenti in letteratura.

Pur nei limiti indotti dalla semplice misura effettuata sul fondo delle depressioni monitorate, sono emersi interessanti aspetti inerenti il loro diverso comportamento nei processi di raffreddamento radiativo. Oltre alle caratteristiche morfologiche e geometriche della dolina, si è potuta vedere l'importanza dell'altitudine, dell'esposizione ai venti in quota e

dell'eventuale presenza, sul fondo della conca, di un inghiottitoio. Per comprendere meglio tali processi di raffreddamento è necessario però monitorare una depressione in maniera più completa, con punti di misura anche lungo i pendii e sulla sella di tracimazione, nonché effettuare misurazioni anche di altre grandezze fisiche, quali ad esempio il vento e le radiazioni solare e terrestre.

In prospettiva quindi, oltre a proseguire tale attività di monitoraggio, si intende puntare alla qualità delle informazioni raccolte, a scapito della loro quantità, riducendo i siti fissi e attuando delle campagne intensive di misura in singole depressioni, allo scopo di indagare meglio alcuni caratteri microclimatici e di correlare, se possibile, le temperature estreme ad aspetti nivologici, biologici o di altra natura.

9. Bibliografia

- Badino, G., 2005: *Underground drainage systems and geothermal flux*
- Chung, U. et al. 2005: Minimum temperature mapping over complex terrain by estimating cold air accumulation potential
- Clements, C.B. et al., 2002: *Cold-Air-Pool Structure and Evolution in a Mountain Basin: Peter Sinks, Utah*
- Geiger, R., 1965: *The Climate Near the Ground*
- Marks, D. & Dozier, J., 1979: *A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas*
- Meneghel, M., n.d.: *Forme carsiche dell'alta montagna*, da http://www.igmi.org/pubblicazioni/atlante_tipi_geografici/pdf/carsismo.pdf
- Nardino, M. & Georgiadis, T., 2004: *Effetti della copertura nuvolosa nella ripartizione dell'energia solare: studio del microclima locale per scopi agrometeorologici* - Dottorato di ricerca in Agrometeorologia ed Ecofisiologia dei sistemi Agrari e Forestali – Università di Sassari
- Holtslag, A.A.M. & De Bruin H.A.R., 1987: *Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land*
- Iijima Y. e Shinoda M., 2000: *Seasonal changes in the cold-air pool formation in a subalpine hollow, central Japan*
- Litschauer, D., 1962: *Untersuchung der Entwicklung von Kaltluftseen in Dolinen- und Beckenlagen* (Investigation of the development of cool air pools in sinkholes and basins)
- Pal Arya, S., 2001: *Introduction to Micrometeorology*
- Petkovsek, Z. & Rakovec, J., 1983: *Modelling of cool pool dissipation*
- Sedlar, J. & Hock, R., 2008: *On the use of incoming longwave radiation parameterizations in a glacier environment* - The Cryosphere Discuss., 2, 487–511
- Semeraro, R., 2000: *Ipotesi sulla paleogeografia delle Alpi Giulie occidentali e suo ruolo nello sviluppo del carsismo del Monte Canin* - Ipogea, 3: 117-166.
- Sozzi, R., 2003: *La micrometeorologia e la dispersione degli inquinanti in aria* - A.P.A.T
- Steinacker, R. et al., 2005: *A Sinkhole Field Experiment in the Eastern Alps*
- Strack, E. J., et al., 2003: *Modeling snow depth for improved simulation of snow-vegetation-atmosphere interactions*
- Vosteen, H.D. & Schellschmidt, R., 2003: *Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock*
- Vrhovec, T., 1991: *A cold air lake formation in a basin; a simulation with a mesoscale numerical model*
- Whiteman, C. D. et al. 2003: *Minimum Temperatures, Diurnal Temperature Ranges, and temperature Inversions in Limestone Sinkholes of Different Sizes and Shapes*
- Whiteman, C. D. & Haiden, T., 2004: *Processes leading to inversion buildup in small enclosed basins*
- Whiteman, C. D., et al., 2008: *"METCRAX 2006" - Meteorological Experiments in Arizona's Meteor Crater*
- Yoshino, M. M., 1984: *Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night*

10. Siti internet consultati

Istituto Geografico Militare "Italia - Atlante dei Tipi Geografici" - Carsismo
http://www.igmi.org/pubblicazioni/atlante_tipi_geografici/pdf/carsismo.pdf

Appunti di geografia fisica e geomorfologia
http://people.lett.unitn.it/angelucci/home_file/unitn_file/appunti-GeoB_08-09.pdf

Informazioni sui suoli gessosi in Italia
<http://www.venadelgesso.org/geologia/geologia.htm>

Il Progetto Carsiana
<http://www.umfvg.org/index.php?page=include/main/carsiana/carsiana.php>

L'esperimento METCRAX
<http://www.inscc.utah.edu/~whiteman/METCRAX/>

Associazione Meteotriveneto – Progetto Doline
<http://doline.meteotriveneto.it>

Ringraziamenti

Un particolare ringraziamento va al collega Valter Cagnati, fedele compagno nelle numerose escursioni di sopralluogo, installazione e trasferimento dati, nonché principale esecutore dei lavori materiali di installazione degli strumenti.

Ringrazio anche i colleghi Gianni Marigo, per la revisione del testo, Anselmo Cagnati per avermi spronato e successivamente appoggiato nella preparazione di questo lavoro, Mauro Valt per le indicazioni di tipo nivologico, , Antonio Cavinato per avermi fornito alcuni spunti di natura geologica, Enrico Manea, Flavio Menini e Corrado Vaona per aver effettuato nel periodo invernale il trasferimento dati nelle doline vicentine e veronesi, i membri del forum dell'Associazione "Meteotriveneto" per le proficue discussioni e per le segnalazioni di nuove, possibili doline da monitorare.

Desidero ringraziare anche i colleghi sloveni Gregor Vertačnik (ARSO - Agencija Republike Slovenije za okolje) e Iztok Sinjur (Slovenian Forestry Institute) per i numerosi ed interessanti scambi di informazioni, conoscenze ed esperienze, nonché per aver proposto e realizzato, fra il 2007 ed il 2010, uno scambio di visite nelle principali doline slovene e dolomitiche.