

Erwin Filippi Gilli

Cambiamenti climatici: effetti sugli ambienti di alta montagna

I **Quaderni del Parco** vogliono proporre all'attenzione del pubblico, il più vasto possibile, una serie di ricerche e lavori che contribuiscono ad arricchire la conoscenza del territorio e della realtà storica, ambientale ed economica del Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino.

Il **Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino** è costituito da ambienti tipicamente montani ma nell'ambito dei suoi quasi 20000 ettari sono rappresentati luoghi magici tra i più vari: imponenti pareti di bianca dolomia, verticali dirupi di porfido scuro, curiose forme geologiche modellate da eventi di decine di milioni d'anni fa, valli impervie, forre scavate da impetuosi torrenti, aridi altipiani rocciosi e piccoli ghiacciai, dolci pascoli alpini e rotonde praterie fiorite, limpidi specchi d'acqua, testimoni di più imponenti e antichi ghiacciai, suggestive e secolari foreste che amplificano le voci della natura e dove non è favola l'incontro con la fauna del bosco.

Ma, ancora, vi sono altre e tante forme modellate dall'uomo, segni sul territorio di una storia poco lontana ma sempre affascinante, sentieri da percorrere, luoghi su cui soffermarsi, piccoli musei da visitare.

Questo parco è stato istituito nel 1967 e in oltre trent'anni di vita, lungo un continuo percorso di crescita, ha visto e continua a vedere un aumento dell'apprezzamento da parte del grande pubblico che viene a visitarlo.

Ma i progetti si sommano ai progetti, le idee alle idee aggiungendo sempre qualcosa di nuovo per condurre il visitatore a osservare e conoscere la natura e, soprattutto, a rispettarla.

Della stessa collana:

*La sezione di Primiero dell'Archivio Welsperg
Katia Occhi (2002)*

*Il Parco nelle riviste del Museo Tridentino di Scienze Naturali
Alberto Cosner (2003)*

*Licheni del Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino
Juri Nascimbene e Giovanni Caniglia (2003)*

*K.u.K. Werk Dossaccio –Storia di un forte corazzato di montagna
Nicola Fontana (2004)*

Ungulati selvatici e foresta

Roberta Berretti e Renzo Motta (2005)

W.A.B.L. Epigrafia popolare alpina

Quinto Antonelli (2006)

I Chiroteri del Parco

Paolo Paolucci e Miriell Martini (2006)

Le farfalle del Parco

Enrico Negrisolo e Filippo Calore (2008)

Guida alla Geologia del Parco

Francesco Bizzarini (2009)

Metodi di rivegetazione in ambiente alpino

Michele Scotton, Lisa Piccinin e Matteo Coraiola (2010)

Giacomo Castelrotto e la signoria dei

Welsperg in Valle di Primiero

Lidia Bertagnolli (2011)

Madonna delle Luce

Luigi Oliva e Andrea Sarno (2012)



QUADERNI DEL PARCO 13

Erwin Filippi Gilli

**Cambiamenti climatici:
effetti sugli ambienti
di alta montagna**

Ente Parco Paneveggio Pale di San Martino
Località Val Canali, Tonadico (TN)
info@parcopan.org
www.parcopan.org

Ideazione grafica: Gianfranco Bettega

Coordinamento per il Parco: Roberto Vinante, Piergiovanni Partel

ISBN 978-88-9776045-0



SOMMARIO

Introduzione	7
Prefazione	10
Capitolo I - L'esplorazione glaciologica delle Pale di San Martino	15
Capitolo II - L'acqua ed il ghiaccio	21
Capitolo III - Idrogeologia delle Pale di San Martino	39
Capitolo IV - I ghiacciai del Gruppo delle Pale di San Martino	53
Capitolo V - Le stazioni meteo ed i dati disponibili: elaborazioni	69
Capitolo VI - Gli ultimi anni del Diciannovesimo secolo	73
Capitolo VII - Dal 1900 ai giorni nostri	81
Capitolo VIII - Confronto fotografico tra la situazione attuale e quella della fine dell'Ottocento	139
Capitolo IX - La vegetazione degli ambienti prossimi ai ghiacciai	145
Capitolo X - La fauna	155
Capitolo XI - Il particolare clima delle "frost hollow" dell'Altopiano delle Pale di San Martino	167
Capitolo XII - Il <i>rock glacier</i> della Val Cigolera	187
Conclusioni	181
Glossario	193
Bibliografia	203

INTRODUZIONE

La frase “non sono più le stagioni di una volta” è quella che meglio rappresenta cosa sta accadendo al clima mondiale.

Registrare temperature massime tra i 18 ed i 20°C a San Martino di Castrozza i giorni 8 e 9 novembre 2015 significa raccogliere valori decisamente anomali che ci devono far riflettere. La “anomalia termica” è evidente sia analizzando i dati giornalieri disponibili – mai in questo mese si erano raggiunti i 18°C e solo nel 1992 si era verificato un episodio con 17°C – sia alla luce di una temperatura massima media (dal 1921 al 2016) della prima decade di novembre di 4.8°C; se a questo si aggiunge l’assenza di precipitazioni dal primo novembre 2015 al 2 gennaio 2016 e dal 27 novembre 2016 ai primi di febbraio 2017 (una siccità così perdurante non è mai stata registrata in 94 anni di osservazioni), si intuisce che qualche cosa sta cambiando.

Una certa variabilità nel clima è sempre esistita, come sono sempre esistiti periodi più freddi e più caldi, grandi neviccate ed inverni con poca neve, fasi siccitose ed alluvioni più o meno devastanti. Ma se nel passato questi cambiamenti erano dovuti sostanzialmente a fenomeni naturali quali l’attività solare e/o eruzioni vulcaniche, ora l’uomo rappresenta una variabile paradossalmente o meglio volutamente non controllabile, che con le proprie emissioni causa disturbo in un sistema che era dotato, pur nella sua dinamicità, di una sostanziale stabilità e coerenza.

L’immissione in atmosfera di gas ad effetto serra (ovvero che non permettono al calore terrestre di disperdersi nello spazio) sta causando un graduale ma continuo aumento nelle temperature. Tutti siamo coscienti degli effetti del traffico o del riscaldamento delle nostre abitazioni, in molti conosciamo quelli che in termine tecnico sono noti come cloro - fluoro - carburi (CFC, sostanze che servivano a controllare la temperatura nelle serpentine dei frigoriferi).

L’innalzamento della temperatura è come un cane che si morde la coda: più le temperature aumentano, più si scioglie il permafrost (che in alcune aree delle regioni subpolari ha inglobato una grande quantità di metano), più aumentano le emissioni di questo gas serra e più aumenta la temperatura: un circolo vizioso, insomma!

L’effetto dell’innalzamento delle temperature è sotto gli occhi di tutti: una volta i laghi si ghiacciavano e, come nel caso di quello di Caldonazzo in Valsugana, venivano utilizzati d’inverno come vie di comunicazione.

Ora non solo i laghi non si ghiacciano più o congelano per periodi molto brevi e non su tutta la superficie, ma l'assenza dello strato gelato permette a specie avicole, come il germano reale (*Anas platyrhynchos*) che una volta era specie di passo, di rimanere stanziali e di occupare, a scapito di altre specie, nicchie ecologiche che un tempo non gli competevano. Un discorso analogo potrebbe essere fatto per l'airone cenerino (*Ardea cinerea*) ma anche per tantissime altre specie sia animali che vegetali.

Questo libro vuole testimoniare quello che sta accadendo sulle Alpi – in particolare nel gruppo delle Pale di San Martino – e lo fa utilizzando la componente morfologica più suscettibile all'innalzamento della temperatura: i ghiacciai.

Ogni gruppo montuoso ha avuto il proprio apparato glaciale, di dimensioni assai variabili; questi ghiacciai hanno subito naturali incrementi e decrementi di superficie e volume nelle diverse ere geologiche. L'ultimo incremento a causa di un abbassamento delle temperature è durato per circa 550 anni e ha interessato l'arco alpino tra il 1300 ed il 1850; questo periodo, conosciuto come Piccola Età Glaciale (Little Ice Age - LIA in inglese), ha favorito l'espandersi dei ghiacciai anche nel gruppo delle Pale di San Martino ed il formarsi di ammassi di ghiaccio non solo nelle vallecole e anfratti più protetti.

Ora con l'innalzamento delle temperature gli ammassi secondari quali il ghiacciaio del Focobon, quelli delle Ziroccole, della Val di Strut o



Lago di Caldonazzo il 5 febbraio 2016. Dove una volta passavano i carri, ora navigano le barche a vela.

Fotografia scattata il 30 gennaio 2006, ultima volta che il lago di Caldonazzo è gelato completamente ma lo spessore non permetteva neanche alle persone di calpestarlo in sicurezza, figuriamoci attraversarlo con un carro!



della Val dei Cantoni sono ormai quasi scomparsi mentre i principali, la Fradusta, il Travignolo, la Pala di San Martino cercano di resistere all'innalzamento della temperatura che ne sta lentamente erodendo gli spessori e le superfici.

PREFAZIONE

Scrivere un libro è di per sé una “impresa” complicata, scriverne uno che vorrebbe avere l’ambizione di fare divulgazione storico – scientifica lo è a maggior ragione, in quanto se da un lato non si vuol cadere in eccessive semplificazioni e banalizzazioni, dall’altro si vuol cercare di diffondere le conoscenze acquisite in oltre vent’anni di rilievi ed osservazioni anche a chi non è troppo addentro alla materia.

Per risolvere questo dualismo si è scelto di privilegiare la parte iconografica – fotografie, cartografie, grafici – a discapito della parte descrittiva ritenendo che una fotografia valga, alcune volte, più di mille parole.

Il libro è strutturato in 12 capitoli. I primi cinque affrontano il problema in generale, come si forma un ghiacciaio, quali sono gli ammassi, chi ne ha studiato l’evoluzione, le attrezzature meteorologiche utilizzate nell’analisi; la parte centrale altro non è che un’analisi climatica dei decenni trascorsi, partendo dalla fine dell’Ottocento ed una valutazione degli effetti sulle masse glaciali. Gli ultimi capitoli sono dedicati principalmente all’Altipiano delle Pale di San Martino e al Progetto Dolina, ovvero quei siti freddi che in particolari condizioni registrano temperature prossime od inferiori ai meno 40°C, alla vegetazione delle morene che lambiscono i ghiacciai della Fradusta e del Travignolo, alla fauna. Si è voluto dedicare un capitolo anche ai Rock-glacier, quello della Val Cigolera in particolare, in quanto si ritiene che queste forme morfologiche, anche se non direttamente collegate con il massiccio delle Pale di San Martino, rientrino a pieno titolo in un’analisi come questa.

Nel capitolo successivo sono riportate le temperature estive medie – paragonate con quelle del decennio di riferimento (1961-1990) – e notizie riguardanti il numero di giornate in cui la temperatura minima è rimasta sopra lo 0°C (ovvero quelli che sono stati definiti giorni estivi). Per l’evoluzione di un ghiacciaio due sono infatti i fattori più importanti: quante giornate “calde” si sono susseguite nell’estate e le precipitazioni nevose invernali. Ma mentre il primo dato è in qualche modo valutabile anche se sull’Altipiano delle Pale di San Martino le stazioni termometriche sono state posizionate solo a partire dal 2004 (stazione nei pressi dell’arrivo della funivia), le precipitazioni nevose sono di difficile quantificazione e possono essere studiate solo con analisi stratigrafiche (che comunque possono essere influenzate da fattori esterni quali il vento) in quanto non esiste in quota una stazione nivometrica a tutti gli effetti. Vengono altresì

riportati i dati di precipitazione liquida perché estati fortemente piovose, se da un lato assicurano un minor irraggiamento solare diretto a causa della copertura nuvolosa, dall'altra facilitano comunque la mobilitazione di una frazione importante di acqua di fusione.

Dal punto di vista scientifico considerare nei cento e trent'anni analizzati un solo periodo di riferimento (quello tra il 1961 ed il 1990) non è molto corretto in quanto il trentennio è comunque un periodo mediamente più caldo rispetto alla fine del diciannovesimo secolo ed agli inizi del ventesimo. Si è però voluto mantenere sempre lo stesso dato di confronto per due ragioni: non ingenerare dubbi nel lettore che si troverebbe a veder valutati dati con periodi di riferimento diversi ma soprattutto, in quanto pur esistendo differenze tra trentenni diversi, queste non sono così spinte da necessitare cambiamenti continui nei dati guida.

Come detto si è voluto valorizzare al massimo la parte iconografica: un punto fermo che deve essere sempre considerato però è la difficoltà di confronto tra le cartografie e le fotografie: non è infatti pensabile un automatismo fotografia = restituzione cartografica; le immagini (ed anche le prime mappe) devono dare solo la sensazione di come era la situazione all'epoca dello scatto o della stesura della cartografia e nulla più. Basta infatti una nevicata precoce per far apparire in una fotografia aree "glaciali" in cui il ghiaccio non c'è e, viceversa, un'ombra più allungata può far scomparire il ghiaccio dall'immagine.

A questo punto, prima di iniziare la trattazione dei vari capitoli, è bene definire due particolarità morfologiche che torneranno spesso parlando del Ghiacciaio del Travignolo e di quello della Fradusta.

Nella parte di valle del Travignolo occupata dal ghiacciaio esiste uno sperone roccioso centrale. Questo spuntone arrotondato dall'azione glaciale è



Nella fotografia compare un affioramento roccioso arrotondato che verrà spesso richiamato nella descrizione del ghiacciaio del Travignolo.

alto quasi 80 metri e verrà utilizzato spesso per raffrontare l'evoluzione del ghiacciaio così come appare in fotografie scattate in anni diversi.

Il ghiacciaio della Fradusta, che è un ghiacciaio di pendio, occupa un vasto anfiteatro roccioso sul versante nord della cima omonima: il fianco orientale dell'anfiteatro è formato da una cresta rocciosa che va ad immergersi abbastanza dolcemente tra i bassi rilievi che formano l'Altipiano delle Pale. Nelle foto risalenti agli inizi del Ventesimo secolo questa cresta non era visibile, mentre ora emerge per una altezza di 100 – 150 metri (rispetto al fondo di quell'anfiteatro che ormai è divenuto una dolina). A questa cresta ora "emersa" si farà spesso riferimento nei capitoli successivi.

Spesso nel libro vengono richiamate date prossime al 20 giugno o al 20 settembre; ciò si spiega con il fatto che il 20 giugno è tradizionalmente il primo giorno di apertura sia del Rifugio Rosetta che dell'impianto di risalita sull'Altipiano delle Pale e diventa pertanto anche il primo giorno utile in cui iniziare rilievi estivi sul ghiacciaio; il 20 settembre è la data ultima per i rilievi in quanto sia l'impianto di risalita che il rifugio chiudono.

Tutti i dati di temperatura e precipitazione raccolti nel libro fanno riferimento all'anno solare ed a decenni che iniziano al primo gennaio dell'anno 1 e terminano il 31 dicembre dell'anno 10 (ad esempio dal 1921 – 1930); fanno eccezione i dati di precipitazione nevosa che considerano, a partire dal 1911, l'inverno meteorologico e non quello solare. Prima del 1911 erano disponibili

Parte della grande dolina che è venuta alla luce con lo scioglimento del ghiacciaio della Fradusta. Di particolare importanza la cresta orientale, unità morfologica spesso richiamata nella descrizione del ghiacciaio.



infatti solo i valori di precipitazione nevosa annuali, non quelli mensili, e ciò ne impediva di fatto l'utilizzo per l'analisi dell'andamento stagionale. Pertanto utilizzando l'esempio precedente avremmo precipitazioni liquide e temperature negli anni che vanno dal primo gennaio 1921 al 31 dicembre 1930, precipitazioni nevose che considerano l'autunno 1920 e terminano nella primavera 1930 e questo perché le nevicate dell'autunno 1930 - inverno 1931 si ripercuotono sugli scioglimenti del 1931, ovvero in un anno del decennio successivo.

Nei grafici, se non indicato in modo diverso, le superfici dei ghiacciai sono espresse in ettari, le temperature in gradi centigradi, le precipitazioni liquide in millimetri, quelle nevose in centimetri.

Tutte le fotografie e le riproduzioni delle cartografie, dove non diversamente specificato, sono ricavate dall'archivio dello scrivente; nel caso siano state utilizzate fotografie del Comitato Glaciologico Italiano (CGI) queste sono state gentilmente fornite dall'autore, Cesco Cancian; alcune altre immagini sono state scattate da Carlo A. Turra durante i rilievi annuali svolti in collaborazione con il Parco Paneveggio Pale di San Martino.

Per concludere vorrei ringraziare chi, con i suoi contributi, mi ha permesso di completare il Quaderno: Roberto Mazza per la parte che riguarda l'idrogeologia, Piergiovanni Partel per la parte faunistica, Lucio Sottovia per alcune notizie sulla flora, e Gianpaolo Rizzonelli per il capitolo dedicato alle Doline.

Un ringraziamento particolare va a tutti coloro che, negli anni, si sono succeduti nello raccogliere assieme a me i dati sui ghiacciai. Gino Taufer in primis assieme ai suoi collaboratori del Parco Paneveggio – Pale di San Martino; un grazie anche a coloro che mi hanno fornito alcune immagini dei loro archivi: Luciano Zagonel, Mariano Longo della Biblioteca di Fiera, Giacomo Simion, Marco Toffol, il sig. Cont per la foto in copertina, Milos Lago per alcune immagini del Travignolo. Infine voglio citare anche Marco Silva che, oltre a coadiuvarmi nel rilevamento dei dati sul terreno, ha raccolto ed elaborato i dati nivometrici.

Capitolo I

L'esplorazione glaciologica delle Pale di San Martino

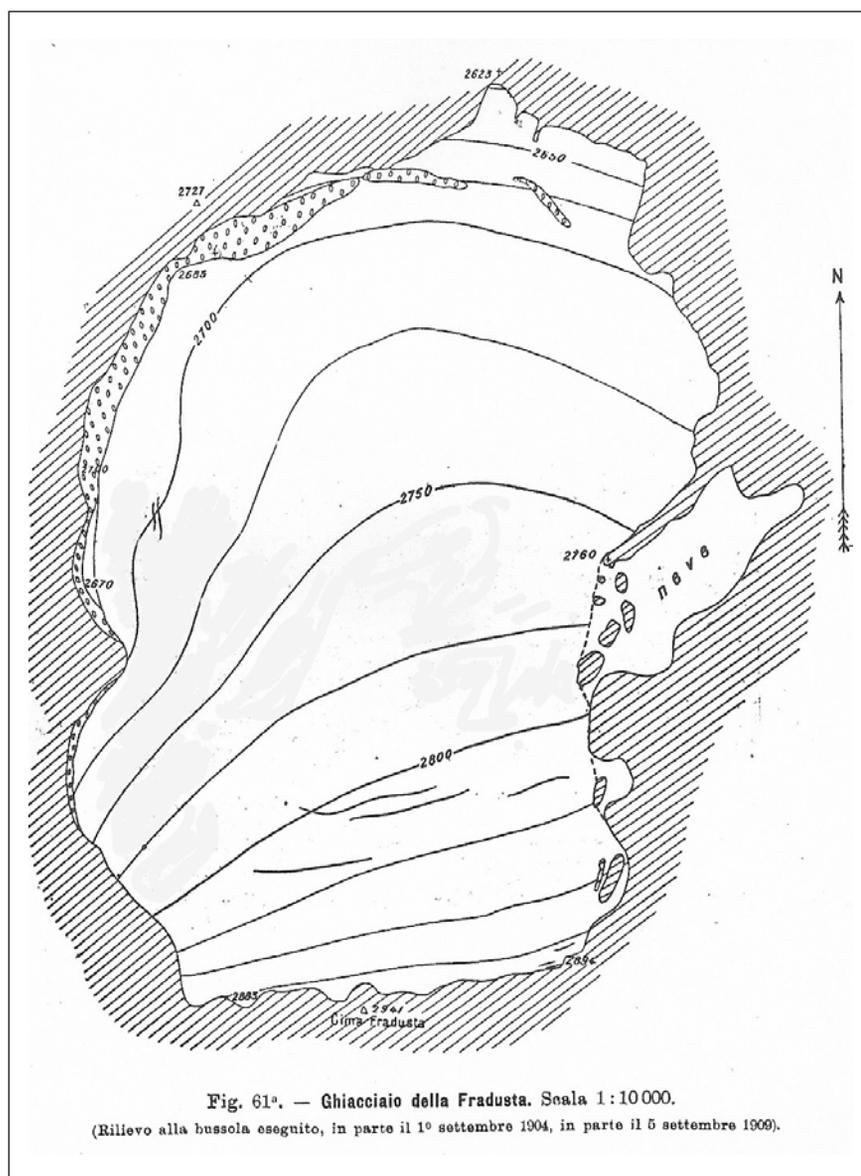
I ghiacciai del gruppo delle Pale di San Martino si localizzano o meglio si localizzavano quasi tutti in vallecole anguste e poste in aree non visibili dalle principali vie di comunicazione: questo ha comportato, fino ai primi anni dell'Ottocento, l'impossibilità non solo di una loro restituzione grafica di qualsiasi tipo, ma addirittura di conoscerne l'esistenza. Se infatti consultiamo tutte le carte settecentesche, l'unica rappresentazione che abbia un qualche significato geografico è l'**Atlas Tyrolensis**, opera di P. Andrich e B. Hueber edita nel 1774.



Nell'immagine una riproduzione parziale dell'Atlas Tyrolensis: con la freccia è indicato il grafismo corrispondente al Ghiacciaio del Travignolo che secondo gli autori si localizzava tra la Pala e la Vezza.

È però solo con l'inizio dell'alpinismo esplorativo che i ghiacciai cominciano ad assumere una qualche rilevanza per gli studiosi del tempo. È bene qui ricordare che in quel periodo lo studio e l'esplorazione dei ghiacciai avviene secondo due direzioni: una a carattere prettamente scientifico, una alpinistico – fotografico. Ecco che se da un lato Richter nella sua opera edita nel 1888 **“Die Gletscher der Ostalpen”** inizia a creare un elenco sistematico con descrizione dei ghiacciai, contemporaneamente compaiono sulla scena alpinisti – fotografi quali T. Wund, G.B. Unterveger, G. D'Anna, F. Unterberger, J. Ammon, che ritraggono le montagne che salgono o i panorami che maggiormente li stupiscono. Inizialmente viene ritratto il ghiacciaio del Travignolo e successivamente anche quello della Pala di San Martino e la Fradusta.

Dal 1893 al 1909 l'esplorazione degli apparati glaciali è merito esclusivo di Olinto Marinelli il quale nel 1910 consegna alle stampe **“I Ghiacciai delle Alpi Venete”** ovvero la “Bibbia” per chi è appassionato di questo argomento. Nella sua opera Marinelli descriveva 39 apparati glaciali, con informazioni relative a superficie, quota minima, massima e media, e vi allegava schizzi e foto.



A destra schizzo relativo al Ghiacciaio della Fradusta comparso nella pubblicazione di Marinelli a pag. 129. Si tratta di una riproduzione del ghiacciaio in scala 1:10.000, prima vera restituzione "corretta" dell'ammasso.

Un altro importante studioso che si interessa dei ghiacciai delle Pale di San Martino è Bruno Castiglioni che nel 1925 pubblica due opere: la **Guida alle Pale di San Martino** in cui descrive anche i ghiacciai e **Alcuni ghiacciai nelle Dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico**, un'opera questa importante in quanto per la prima volta viene analizzato il ghiacciaio non solo dal punto di vista spaziale, ma anche nei suoi rapporti con l'ambiente circostante.

Bruno Castiglioni, affiancato da G. Vianello, continua la sua ricerca e studio sui ghiacciai fino al 1935 ponendo sul terreno una serie di segnali di-

pinti su rocce stabili; questi segnali non sono purtroppo più rilevabili. Terminata la Seconda Guerra Mondiale, nel 1946, i rilievi glaciologici riprendono con Morandini il quale, non ritrovando i vecchi segnali, ne pone di nuovi.

Quello dei segnali è effettivamente un problema che può essere superato con le moderne tecniche di rilievo (stazioni totali, GPS, rilievi laser scanner, droni); come si vedrà in seguito resistono sulla Fradusta solo i segni posti da Cesco Cancian, mentre sul Travignolo sono stati rinvenuti quelli del 1980 di Rossi.

Dalla metà degli anni Cinquanta la ricerca sui ghiacciai si interrompe: il Catasto dei Ghiacciai Italiani realizzato tra il 1958 ed il 1960 dal Comitato Glaciologico Italiano altro non è che il sunto dei rilievi precedenti e non porta nulla di nuovo se non un riordino bibliografico: erano segnalati 56 ghiacciai dolomitici, 22 dei quali estinti e nel gruppo delle Pale di San Martino solo il Travignolo e la Fradusta comparivano come ghiacciai, mentre tutti gli altri erano considerati scomparsi.

All'inizio degli anni Ottanta le rilevazioni riprendono ed il ghiacciaio del Travignolo viene monitorato da G. Rossi per un paio d'anni; lo studioso, non ritrovando i precedenti, lascia due nuovi segnali sullo sperone centrale (rispettivamente T2 e T3) e due sulle pareti rocciose ai lati del ghiacciaio.

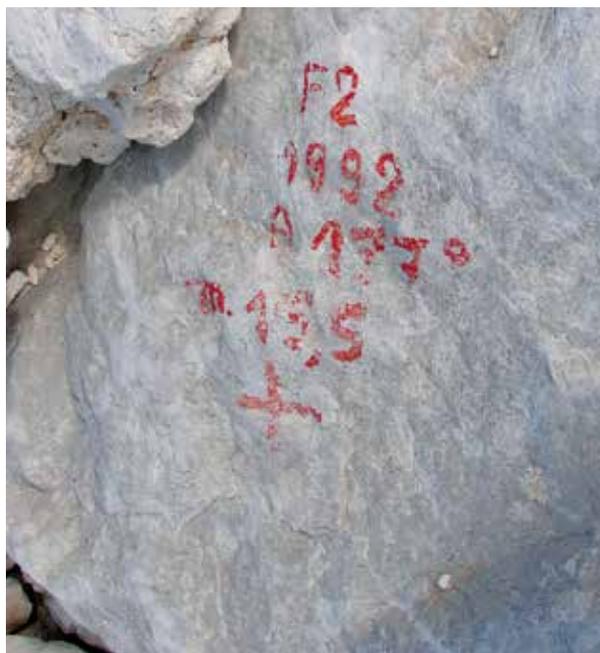
Si arriva così al 1982 quando viene redatto il *Word Glacier Inventory (WGI)* che contiene la segnalazione delle superfici glaciali superiori ai cinque ettari: nelle Pale vengono individuati oltre ai sette apparati già conosciuti (Marmor, Fradusta, Pala, Travignolo, Val di Strut, Ziroccole, Focobon) altri quattro glacionevati, ossia accumuli di neve vecchia non dotata però di movimento (che è una delle condizioni *sine qua non* perché un ammasso sia definito "ghiacciaio").

All'inizio degli anni Novanta il rilievo è stato svolto dall'operatore del Comitato Glaciologico Italiano Cesco Cancian che ha seguito i ghiacciai delle Pale fino all'inizio degli anni Duemila.

Dal 1994 l'incombenza del rilievo è passata alla SAT (Società degli Alpinisti Tridentini), anche se



Il segnale T3 posto da G. Rossi sulla parte destra dello sperone centrale del Travignolo. Attualmente questo segno resta a 4,5 m d'altezza rispetto al piano della morena e, soprattutto, il ghiacciaio si è ritirato dai 20 m di distanza iniziale agli oltre 150 attuali.



Il simbolo lasciato da Cesco Cancian nel 1992 nei pressi del fronte del ghiacciaio della Fradusta (che allora distava 19,5 m mentre ora quello che rimane del fronte lo si rinviene ad oltre 100 m).



Nella fotografia la stazione da cui viene rilevato il Travignolo.

per alcuni anni c'è stata la sovrapposizione con Cancian, con l'iniziale collaborazione su base volontaria di Andrea Boghetto, dello Studio Bettega – Cemin e dello Studio Filippi Gilli per il rilievo della Fradusta, a cui si è affiancato in seguito il Parco Naturale di Paneveggio Pale di San Martino, che ha messo a disposizione il proprio personale (in primis Gino Taufer) e la stazione totale. Questo rilievo restituisce sia il perimetro del ghiacciaio

che alcune sezioni, rendendo in tal modo possibile un bilancio di massa e la comparazione della quota di più punti in anni differenti.

Il ghiacciaio del Travignolo è stato sempre monitorato sia da Ervino Filippi Gilli coadiuvato da Marco Silva, sia da Gino Taufer dell'Ente Parco: la difficoltà nel rilevare topograficamente il Travignolo è legata alla sua morfologia che non permette di individuare un punto in cui si abbia una visione unitaria e, soprattutto, dalle frequenti scariche di sassi che coprono di materiale il fronte ed il corpo glaciale.

Il rilievo pertanto va ad interessare gli affioramenti sulla fronte (e quelli in sinistra orografica dello sperone sono i più affidabili in quanto meglio definiti) e gli spostamenti rispetto ad un punto fisso di due punti di coordinate note.

Oltre a questi, che sono ormai rilievi di routine, la Fradusta è stata indagata anche in altre direzioni di studio: nell'anno 1997 il ghiacciaio è stato fatto oggetto di un rilievo mediante prospezione elettrica (Sergio Zacchetto e Arnaldo Tonelli), mentre nel 2002 è stata la volta di AINEVA che, in collaborazione con il Centro Sperimentale di Arabba, ha sottoposto il ghiacciaio a rilievo con il georadar: in entrambi i casi si è ottenuto un valore di spessore del ghiacciaio. Oltre a ciò nel 2010, grazie alla collaborazione di Azienda Ambiente di Primiero, l'attenzione è stata posta alla qualità chimico-fisico-biologica sia dei limi sia delle acque del lago della Fradusta, non rilevando anomalie nei parametri od inquinamenti significativi (Filippi Gilli, 2010).

Attualmente i rilievi sul Travignolo e sulla Fradusta continuano (in quest'ultimo caso più per una forma di affezione che di necessità vera e propria del rilievo, dato che la Fradusta è scesa sotto la soglia minima di superficie per poter essere considerata ancora un ghiacciaio) sempre a cura del Parco Naturale e dello Studio Filippi Gilli.

Capitolo II

L'acqua ed il ghiaccio

L'acqua è una delle molecole fondamentali per la vita. Tutto o quasi ruota attorno a questi due atomi di idrogeno uniti ad uno di ossigeno; il fatto poi che le molecole d'acqua si uniscano tra di loro con un legame particolare chiamato legame idrogeno, conferisce alla molecola proprietà singolari, quali il maggior volume della stessa quantità di acqua allo stato solido rispetto a quando si trova allo stato liquido e la conseguente capacità del ghiaccio di galleggiare sull'acqua.

L'interesse che questa molecola suscita è molteplice: l'acqua sotto forma di precipitazioni solide che con il passare del tempo possono portare alla formazione del ghiaccio ed il processo inverso ovvero la trasformazione del ghiaccio in acqua.

Come noto tutti i sistemi tendono ad un equilibrio energetico (una palla rotola sempre verso il basso, una sostanza calda si raffredda, ecc.) e l'acqua e la neve non si comportano in modo differente: questo equilibrio possiamo vederlo da molti punti di vista ma i due più interessanti ai nostri fini sono quello dinamico (permanenza/moto delle masse nevose su un pendio) e quello termico (ovvero i cambiamenti di stato – la fusione o la solidificazione).

Nel primo caso, semplificando molto e non considerando tutta una serie di variabili quali la temperatura e l'umidità, se ci troviamo in condizione di equilibrio statico la neve caduta può depositarsi, rimanere stabile e pian piano metamorfosarsi sotto il proprio peso trasformandosi con il tempo in ghiaccio; nel caso l'attrito statico non sia sufficiente a trattenerla, la massa si muove sotto l'azione della gravità trasformando l'energia potenziale in



Ghiaccio quasi nero ricoperto da detrito di falda. Questo è un tipo di ghiaccio che si forma in profondità nel ghiacciaio quando l'acqua che è passata allo stato solido è soggetta ad una forte pressione.

cinetica e dando vita ai fenomeni valanghivi; una volta arrestatosi, l'accumulo della valanga va ad esercitare una forza peso che comprime la neve sottostante ed in tal modo può andare ad incrementare i processi di metamorfismo anche degli strati nevosi posti più in basso.

A fenomeni prettamente meccanici si sommano quelli legati al gelo e disgelo, ovvero ai cambiamenti di stato; se le condizioni sono favorevoli questa neve si trasforma in ghiaccio che man mano passa da un colore più chiaro ad uno più scuro ed assume una densità sempre maggiore.

Il sistema ghiacciaio scambia energia con l'ambiente esterno: in estate il calore assorbito dall'ammasso è maggiore di quello ceduto e pertanto si verifica la fusione, in inverno il fenomeno è opposto, la diminuzione di massa si arresta e con le opportune condizioni di umidità e temperatura prevale il processo di formazione del ghiaccio; maggiore è la quantità di neve depositata sulla superficie del ghiacciaio durante il periodo invernale, più probabile è che il ghiacciaio riesca a resistere agli attacchi termici estivi, in quanto la neve funge sia da isolante sia da "elemento sacrificale" ovvero per effetto della radiazione solare è lo strato di neve superficiale che si scioglie e non il ghiaccio sottostante.

Guardando un ghiacciaio possiamo osservare molti elementi morfologici: crepacci, la fronte terminale più o meno definita, pendii più o meno coperti dal detrito e/o dalla neve, ecc. In estate è anche possibile individuare una linea, nota come linea di ablazione, che rappresenta la quota al di sotto della quale si verifica lo scioglimento della neve/ghiaccio, mentre al di sopra la fusione non è il fenomeno prevalente. Questa non è, chiaramente,



Nella fotografia a fianco che ritrae il ghiacciaio del Travignolo è stata disegnata la linea di ablazione come si presentava alla fine del mese di luglio del 2015.

una linea netta, ma ad un occhio attento è possibile individuarla abbastanza chiaramente soprattutto quando in inverno si verificano fenomeni come le neviccate ricche di sabbia che permettono, grazie alle colorazioni differenti, di individuare strati depositatisi in tempi diversi.

È intuitivo che questa linea non abbia una quota fissa ma che si innalzi progressivamente di quota con il progredire della stagione estiva e se



Nell'immagine a fianco il ghiacciaio del Travignolo nel 2014: con il numero **1** è individuata la linea di ablazione del 5 luglio; con il **2** del 24 agosto, con il **3** del 27 settembre quando su tutta la superficie prevaleva la fusione ed era venuto alla luce lo strato di polvere sahariana depositatasi nel febbraio 2014.

quest'ultima è particolarmente calda è addirittura possibile non individuarla affatto in quanto la quota limite della fusione supera quella massima del ghiacciaio.

Non individuare la linea d'ablazione sta a significare che tutta la superficie è soggetta al processo di scioglimento, ossia che il bilancio di massa è fortemente negativo; soprattutto sulla Fradusta negli ultimi anni si assiste proprio a questo fenomeno, ovvero ad uno scioglimento su tutta o quasi la superficie del ghiacciaio; sul Travignolo il fenomeno è meno frequente in quanto l'ammasso è più protetto dalle montagne.

La presenza di detrito sulla superficie glaciale (derivante dai crolli che si verificano nelle pareti rocciose laterali, frane legate allo scioglimento del

permafrost) complica ulteriormente il sistema: infatti se è presente una copertura continua ed abbondante questa può contribuire a proteggere un ghiacciaio dagli effetti del sole (formando quello che in termine tecnico è chiamato *Rock Glacier*); poco detrito ne favorisce al contrario lo scioglimento in quanto il materiale che si riscalda cede calore al ghiaccio a contatto. È logico aspettarsi che anche il colore del detrito influisca sullo scioglimento: colori chiari riflettono molto di più le radiazioni solari rispetto a quelli scuri, ovvero hanno un albedo maggiore; la neve sporcata anche solo dal pulviscolo atmosferico si scioglie prima di quella pulita avendo un albedo minore.

Scioglimento del ghiaccio dovuto alla presenza di detrito: cedendo calore all'ambiente circostante più freddo, il masso crea un avallamento nel suo intorno che può portare, con il tempo, al suo inglobamento nella massa glaciale o, nella più estrema delle ipotesi, di un inghiottitoio.

Un effetto del tutto analogo è quello ritratto nella fotografia successiva: un masso, che per dimensioni è emerso dalla neve prima del terreno che lo circonda, ha provocato lo scioglimento della neve nel suo intorno.





La valanga di Ces del 19 febbraio 2014: a tre mesi di distanza (la foto è del 15 maggio) la neve protetta dalle piante sradicate aveva ancora un'altezza di quasi due metri mentre ai lati era cominciata a spuntare l'erba.

In alcuni casi è possibile un effetto diverso, ovvero la formazione di “funghi” in cui il gambo è formato da ghiaccio, la parte superiore da una roccia; questo fenomeno non è stato osservato sui nostri ghiacciai ma è ad esempio tipico di valanghe in cui la vegetazione trasportata ed inglobata nel corpo della valanga protegge la neve dall'azione solare.

Un effetto del tutto simile a quello legato alla presenza di detrito sulla superficie glaciale è connesso alla cosiddetta crioconite. Si tratta fonda-



Duplici effetti della presenza della crioconite sulla fronte del ghiacciaio della Fradusta: la colata nera è dovuta al concentrarsi delle acque di fusione ed al loro ruscellamento. Sono altrettanto evidenti più linee nere parallele tra loro che sono dovute alla deposizione uniforme della crioconite.



Tipiche cavità formatesi in corrispondenza dei depositi di particelle più scure che favoriscono lo scioglimento della neve o del ghiaccio in misura del tutto simile a quanto provocato dai depositi di crioconite.

mentalmente di polvere molto fine di colore scuro, costituita da una combinazione di piccole particelle di polvere, sabbia, fuliggine, spore funginee, ecc., che si deposita e si accumula sul terreno; è però sulla neve e sui ghiacci che se ne comprende appieno la presenza. Il nome deriva dalle parole “crio” che significa ghiaccio, e “conite”, che significa polvere. Il deposito avviene in modo uniforme formando sottilissimi strati, ma lo scioglimento della neve o del ghiaccio causato dal differente albedo tra masse di colore diverso può portare alla formazione di piccole cavità in cui la crioconite si deposita sul fondo, o al suo allontanamento con le acque di ruscellamento ed il conseguente possibile deposito nei laghetti glaciali.

Un effetto paragonabile a quello delle crioconiti è provocato dalla deposizioni di ceneri vulcaniche (non indagate però sui nostri ghiacciai) e dalle nevi rosse, ovvero quelle precipitazioni cariche di polvere sahariana che si verificano in particolari condizioni di circolazione atmosferica. Le fotografie a lato e sotto sono state scattate nell'agosto 2014 e si riferiscono agli effetti di un deposito di polvere sahariana avvenuto il 19 febbraio dello stesso anno.

Un effetto da non confondere con quello della deposizione di crioconiti o di sabbie sahariane, è la fioritura algale. Essa compare sotto forma di arrossamento ed è l'effetto tipico della proliferazione di *Chlamydomonas nivalis*, un'alga verde le cui aplanospore vengono trasportate dai venti settentrionali che dalle regioni nord europee giungono sulle Alpi.

Una volta sciolta la neve di copertura o il ghiaccio, l'acqua che ne deriva scorre sulla superficie glaciale scavando solchi che, alla lunga, possono frammentare il ghiacciaio in più parti. Separato dal contesto il blocco isolato è destinato a sciogliersi prima che se fosse rimasto connesso al ghiacciaio. Questo è un effetto geometrico intuitivo: separare un solido in due o più parti ne incremen-

Immagine che ritrae il lago e la fronte del ghiacciaio della Fradusta. La colorazione rossastra è dovuta alla presenza di sabbie del Sahara trasportate dal vento di scirocco. A fianco del fronte glaciale si individuano alcune linee più scure dovute alla concentrazione delle sabbie legata alla percolazione superficiale delle acque di disgelo. In questo momento il lago frontale della Fradusta è ancora nella condizione supranivale ed il processo di fusione del fondo nevoso richiede ancora alcune settimane.



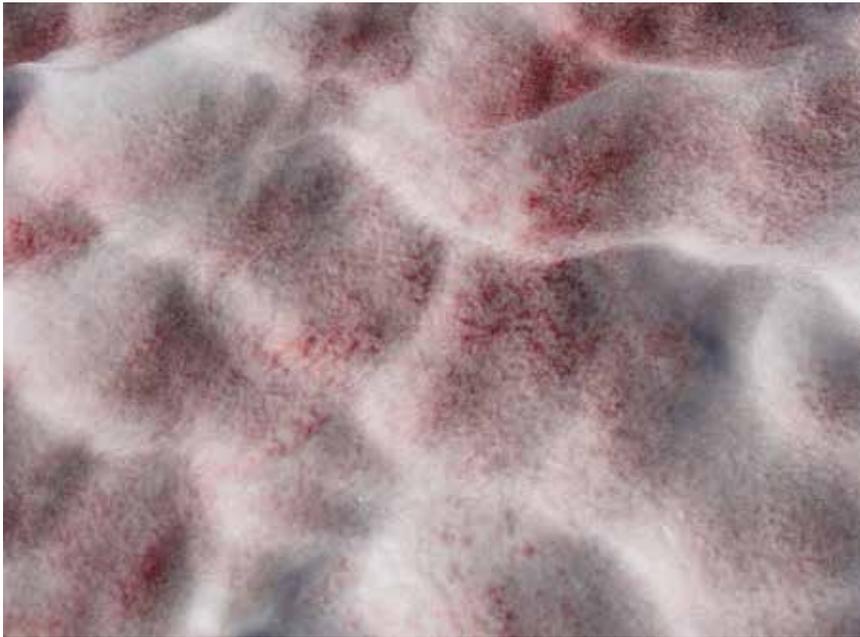


Immagine scattata il 25 giugno 2011 sulla Fradusta. La colorazione rossastra si deve all'alto contenuto di carotenoidi, sostanze formate da lunghe catene di atomi di carbonio (35-40 atomi), tra cui l'Astaxantina ($C_{40}H_{52}O_4$) un carotenoide della classe delle Xantofille che contiene ossigeno all'interno della catena, sostanza che protegge l'alga dai raggi ultravioletti.

ta la superficie esposta agli agenti esterni: nel caso del ghiacciaio maggiori sono le aree a contatto con l'ambiente esterno più caldo, più estesa risulta l'aggressione termica. A questo si aggiunge il fatto che minore è il volume del ghiacciaio minori sono le probabilità della sua sopravvivenza in quanto minore è l'energia necessaria per trasformarne la massa solida in liquida.



Ruscellamento superficiale sul ghiacciaio della Fradusta.

Uno dei numerosi inghiottitoi presenti sulla superficie del Travignolo. Tramite queste aperture l'acqua di scorrimento penetra all'interno del corpo del ghiacciaio.



L'acqua di fusione però può percorrere anche strade diverse da quella dello scorrimento superficiale. Nel caso siano presenti inghiottitoi come quello fotografato sul Travignolo, l'acqua può raggiungere la base del ghiacciaio isolandolo dalla roccia su cui è appoggiato ed innescando una doppia tipologia di fenomeni: lo scivolamento verso valle dell'ammasso non più trattenuto dalla forza coesiva dovuta all'acqua ghiacciata contro la roccia, o una sorta di effetto mensola.

L'effetto di scivolamento può essere favorito anche dall'infiltrazione delle acque meteoriche. Un ghiacciaio non è un tutt'uno con la roccia circostante ma per brusche variazioni nella pendenza del letto roccioso (ed allora si formano i crepacci) o per meccanismi di riscaldamento differenziale tra roccia laterale e ghiaccio, può presentarsi scollegato dal contesto esterno. È possibile, ma è estremamente difficile quantificarne l'effetto, che le acque meteoriche utilizzino queste fratture per insinuarsi e scollegare ulteriormente il ghiacciaio dal fondo roccioso: se il deflusso subglaciale è incanalato si formano quelle cavità note come "porte dei ghiacciai" da cui sgorga l'acqua; se il deflusso è più laminare si isola il ghiaccio dalla roccia. Allo scollegamento è strettamente legato l'effetto mensola, che si verifica sui bordi del ghiacciaio: quando alle parti esterne viene a mancare l'appoggio esse sono destinate a crollare sotto l'effetto del proprio peso. Questi crolli, oltre a produrre nuovi blocchi di ghiaccio termicamente più facilmente aggredibili, favoriscono la formazione di grotte, nicchie, buchi che facilitano sia l'ulteriore infiltrazione delle acque superficiali sia scambi termici tra la parte interna del ghiacciaio e l'aria esterna più calda, permet-



Crollo di una mensola di ghiaccio fotografato in Fradusta a fine agosto del 2011.

tendo a quest'ultima di penetrare in profondità incrementando i processi di scioglimento. L'acqua di scorrimento tra ghiaccio e roccia, oltre all'effetto meccanico di scivolamento sopra ricordato, agisce anch'essa come accelerante il processo di scioglimento in quanto rappresenta un mezzo di separazione più caldo tra ghiaccio e letto roccioso.

Lo scivolamento del ghiaccio e la frizione tra il detrito trasportato o conglobato e la base rocciosa, modella le forme sia a grande sia a piccola scala,



Effetto dello sfregamento del ghiaccio sul letto roccioso su cui poggia.

formando nel primo caso le valli glaciali con forma tipicamente ad U, nel secondo le striature sulla roccia che indicano la direzione di scorrimento del ghiacciaio. Questo processo è noto con il nome di *esarazione*.

Una volta raggiunta la fronte o la porta del ghiacciaio, l'acqua di fusione può creare, a seconda della morfologia locale, piccoli laghi come nel caso della Fradusta o infiltrarsi direttamente nel detrito per ricomparire anche a grande distanza come nel caso del Travignolo.

Dove vada l'acqua che si infila sull'Altipiano delle Pale si dirà in altra parte del libro, in questa sezione si vogliono dare informazioni rispetto

Nell'immagine (archivio H.J. Scalet) la parte terminale del lago frontale della Fradusta negli anni Ottanta.



Questo specchio d'acqua è ora prosciugato.



ai laghi della Fradusta, alla loro localizzazione, superficie ed evoluzione morfologica.

È bene specificare innanzitutto che la Fradusta è l'unico ghiacciaio sull'Altipiano delle Pale: gli altri sono adagiati in vallette tra le cime montuose e queste fratture hanno pendenze tali da non permettere la permanenza dell'acqua di fusione. Per la Fradusta al contrario si potrebbe parlare di un ghiacciaio di pendio, anche se negli ultimi anni si è reso evidente che la formazione morfologica più che distendersi su un pendio è andata ad occupare una grande dolina riempiendola completamente.

Di pari passo con l'evoluzione regressiva del ghiacciaio della Fradusta sono state messe a disposizione dell'acqua di fusione alcune depressioni in cui il permafrost o la frazione fina del detrito morenico assicuravano una discreta impermeabilizzazione del fondo; si è così assistito al formarsi di piccoli laghetti il cui posizionamento variava in funzione del movimento regressivo del fronte del ghiacciaio.

Uno di questi laghi ha, per alcuni anni, contribuito ad alimentare il reticolo idrografico della Val Pradidali.

Con gli anni e la diminuzione della superficie glaciale (e la conseguente deviazione del reticolo idrografico che scorreva superficialmente al ghiaccio) si è assistito alla scomparsa di alcuni laghetti minori, alla formazione di altri, ma soprattutto allo spostamento del lago frontale in zone diverse ed in definitiva ad un ipotetico cambiamento di bacino idrografico delle acque di fusione, che sono passate dal bacino del Pradidali – e pertanto del Torrente Cismon – a quello del Cordevole (questa affermazione è valida chiaramente solo in linea puramente orografica in quanto come si vedrà in seguito l'acqua di infiltrazione raggiunge aree inaspettate).

Come è prevedibile, all'arretramento del ghiacciaio i laghetti frontali si spostano verso sud, andando ad occupare spazi prima di competenza del ghiaccio.

Di pari passo con lo spostamento verso localizzazioni sempre più meridionali, il lago frontale subiva oscillazioni di superficie abbastanza importanti, sintomo della non perfetta impermeabilizzazione del fondo. Non è infrequente, andando sulla Fradusta, notare come quando le temperature notturne scendono sotto lo 0°C si formi alla superficie del lago uno strate-

Nella rappresentazione cartografica sono individuati con colori diversi i vari laghi derivanti dallo scioglimento della Fradusta.

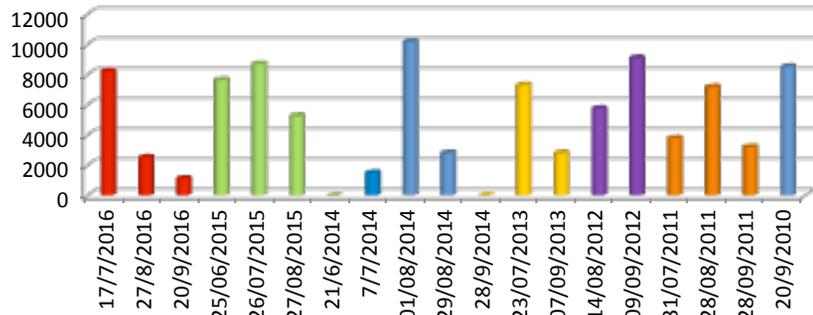
In alto colorati di viola i laghi frontali indicati nella cartografia del 1931, al centro in giallo quelli nel 1986 (anno di rilevamento della cartografia), in verde quelli del 2013 (anno di realizzazione dell'ultima fotografia aerea disponibile).



Fotografia scattata il 25 settembre 2011. Causa alcune giornate in cui la temperatura non superava gli 0°C lo strato superficiale del lago si era congelato. Questo strato si è separato dal pelo libero dell'acqua perchè le perdite del fondo erano superiori agli apporti per scioglimento; questa pellicola è destinata a rompersi sotto l'effetto del proprio peso ed a depositarsi rendendo evidente il calo nel livello tra l'iniziale superficie di congelamento e quella del pelo libero dell'acqua.



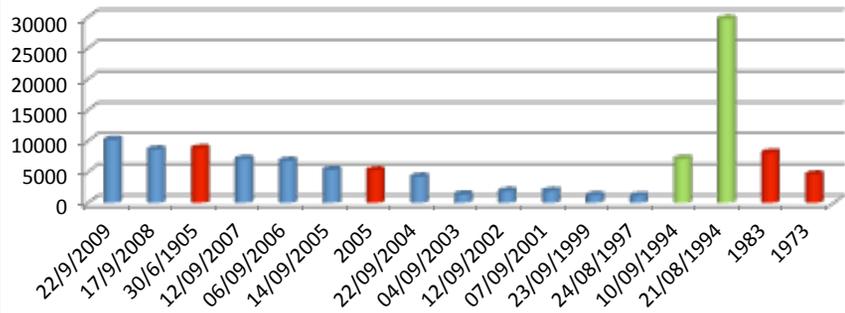
Variazione della superficie del lago frontale tra il 2016 ed il 2010 (valori in metri quadrati)



Nei due grafici compaiono i dati di superficie del lago partendo dai giorni nostri ed arrivando al 1973: tra il 2010 ed il 2016 l'area è stata rilevata sia con il GPS che con stazione totale; tra il 2009 ed il 1994 solo con la stazione totale.

I valori in rosso nel secondo grafico si riferiscono a dati ricavati da foto aeree: quelli del 1983 e del 1973, oltre ad essere stati rilevati da aerofotogrammetria, si riferiscono al lago il cui emissario contribuiva alla rete idrografica superficiale del rio Pradidali.

Variazione della superficie del lago frontale tra il 2009 ed il 1973 (valori in metri quadrati)



relo ghiacciato: questo, al progredire delle perdite di fondo, rimane isolato e crolla sotto il proprio peso.

Misure di perdita di volume nel lago sono state effettuate nel 2011: il 31 luglio la quota del lago si abbassava di circa 1 centimetro all'ora con una perdita stimata di 40 mc/ora, ovvero 11 litri al secondo.

Una delle linee di indagine su cui ci si è concentrati negli anni è quella della variazione nella superficie del lago frontale della Fradusta: i dati ricavati sia utilizzando le foto aeree che la stazione topografica totale o il GPS hanno permesso la costruzione dei due grafici riportati a pag. 33).



Fotografia che ritrae parte del lago il 21 agosto 1994.



Fotografia del 12 settembre 1994 a svuotamento avvenuto.

Immagine di una frattura nella roccia (individuata con le due righe rosse) intasata dal detrito; si ipotizza che questa situazione rappresenti lo stato dell'inghiottitoio sul fondo del lago prima dello svuotamento.

Dal punto di vista prettamente meccanico si immagina che l'ammasso gelato – il tappo – che garantiva l'impermeabilizzazione del fondo fosse formato da materiali lapidei di dimensioni eterogenee tenuti assieme dal ghiaccio; sciogliendosi il tappo e mancando la coesione tra i clasti assicurata dal ghiaccio, si è probabilmente verificato l'asporto del detrito più fino da parte dell'acqua che stava percolando; l'imbuto si è in parte liberato ingrandendo in questo modo le porosità della struttura. Questo aumento di dimensioni nei fori di drenaggio ha da un lato facilitato lo svuotamento del lago, dall'altro impedito che si riformasse un "tappo" su tutto il fondale.



Come esposto nei grafici, negli ultimi anni le oscillazioni di superficie del lago sono state importanti, ma comunque nel complesso abbastanza contenute. Uno svuotamento ben più significativo di quelli registrati negli ultimi anni è quello verificatosi nell'estate 1994 e vale la pena ricostruirne la dinamica.

Deve innanzitutto essere premesso che se si analizzano le fotografie del Comitato Glaciologico Italiano relative alle campagne di rilievo dei primi anni Novanta, ma anche quella di Bruno Cemin del 1989 inclusa nella pubblicazione di A. Gadler, tra la fine degli anni Ottanta ed i primi anni Novanta il lago occupava una superficie molto estesa, valutata tra i 2 ed i 3 ettari. Il 21 agosto 1994, data del primo rilievo topografico di dettaglio della Fradusta, il fronte del ghiacciaio si immergeva nel lago con il suo fianco destro mentre sulla sinistra, causa il distacco di un settore importante (con formazione di parecchi iceberg di alcune decine di metri cubi), si era formata una parete verticale dell'altezza di 6,17 metri.

Si potrebbe ritenere che l'abbassarsi della temperatura nei giorni successivi al 21 agosto abbia comportato una variazione nel bilancio afflussi - deflussi del lago: questa ipotesi viene in parte avvalorata dai dati di temperatura rilevati a Passo Rolle. Il fatto che si sia verificato un calo nella temperatura è confermato anche dall'osservazione diretta sul ghiacciaio: infatti mentre in

agosto si rilevava un notevolissimo ruscellamento su tutta la superficie (la portata complessiva è stata stimata in alcune centinaia di litri al secondo), il 10 settembre il ruscellamento era concentrato su sei direttrici superficiali e la portata totale non raggiungeva i 100 litri al secondo. Nei giorni tra il 21 agosto ed il 10 settembre (data della fotografia che ritrae il lago quasi vuoto) le perdite dal fondo erano tali per cui il livello del lago si era abbassato di undici metri con una riduzione percentuale di superficie pari al 74,38% (ovvero da 29.700 m² a 7.100 m²).

Tale abbassamento ha permesso il rilevamento piano-altimetrico di gran parte del fondale, almeno per quella non occupata dall'acqua (il lago residuale andava a lambire il fronte del ghiacciaio); è stato così calcolato che il volume invasato il 21 agosto e perso nei giorni successivi fosse pari a 250.000 mc, corrispondente ad una infiltrazione media giornaliera di 11.884,3 mc (ovvero di quasi 140 lt/sec), calo che ha fatto depositare alcuni degli iceberg ricordati in precedenza ad una distanza di circa 170 metri dal fronte. Non è stato possibile capire se le perdite siano avvenute gradualmente, nella ventina di giorni intercorsi tra un rilievo ed

il successivo, o in modo molto più concentrato (e pertanto con perdite ben superiori ai 140 lt/sec calcolati come media).

Il solo abbassamento delle temperature non spiega in modo convincente uno svuotamento così deciso. Analizzando le sponde del lago si può ritenere che parte del fondo dello specchio d'acqua si localizzi su un inghiottitoio intasato dal detrito: è possibile che l'acqua del lago (in quanto più calda) abbia favorito lo scioglimento del permafrost sul fondale mettendo in contatto il lago con il reticolo di fratture nell'ammasso dolomitico, reticolo che serve alla "spugna" Altipiano per sgrondare le precipitazioni meteoriche.

L'impossibilità di ricongelare tutto il fondale è legata sia alla maggior infiltrazione che in quel momento si affiancava a minori apporti di scioglimento per l'abbassamento delle temperature, sia al fatto che il letto del lago non è uniforme ma presenta alcuni accumuli di detrito che possono fungere da soglie naturali segmentando il lago in più pozze quando il livello è basso: la combinazione di questi tre fattori ha fatto sì che non si ripresentassero più le condizioni iniziali ed il lago non ritornasse alle dimensioni originarie.

A questo punto ci si potrebbe chiedere dove sia finito questo grandissimo volume d'acqua, ovvero quali effetti abbia avuto sul regime sorgentizio in primis e successivamente sul reticolo idrografico superficiale una volta transitato attraverso l'ammasso calcareo-dolomitico: purtroppo il 13 settembre 1994 si è verificata una precipitazione notevole che ha interessato il gruppo delle Pale di San Martino (e non solo) e che ha devastato in modo importante la rete idrografica della zona impedendo, di fatto, di riconoscere dove si fosse scaricata l'acqua persa dal lago (e d'altra parte all'epoca



Con la freccia rossa è indicata una delle soglie morfologiche che segmentano il fondo del lago in più pozze contigue.

non esistevano stazioni idrometriche che misurassero le portate delle sorgenti che circondano l'Altipiano delle Pale).

Dopo tale evento il lago non ha più superato l'ettaro di superficie e non si sono verificati altri svuotamenti così ingenti ma solo oscillazioni legate all'andamento stagionale: l'unico anno in cui il lago frontale a fine stagione estiva era praticamente asciutto è stato il 2014. La permanenza nonostante tutto di un lago frontale è segno che l'imbuto in cui percola l'acqua è ancora parzialmente gelato nella zona prossima al fronte del ghiacciaio, mentre le parti più lontane hanno perso l'impermeabilità.

Un approccio diverso, ma comunque importante, è la verifica se con lo scioglimento della neve si riversino o meno nel lago frontale sostanze inquinanti depositatesi con e sulla neve caduta nell'inverno; per far ciò sono state effettuate analisi di qualità dell'acqua e dei fanghi lacustri in collaborazione con Azienda Ambiente di Primiero: in entrambi i casi tutti i parametri rientravano nelle soglie di legge, indizio che, nonostante le Pale rappresentino assieme alla Vette Feltrine il primo ostacolo incontrato dalle correnti risalenti dalla Pianura Padana, la deposizione di inquinanti non raggiunge livelli troppo elevati.

Ritornando al Permafrost ed agli effetti che su di esso hanno i cambiamenti climatici, un filone importante di studio è quello dei crolli in roccia sulle cime dolomitiche: oltre ai grandi crolli che vengono ricordati dalla stampa, si verificano anche una miriade di piccole frane che accumulano detrito alla base delle pareti. Questi crolli secondari sono interessanti in quanto forniscono anche il detrito di copertura degli ammassi glaciali il cui effetto è stato descritto in precedenza.



La parte inferiore del ghiacciaio della Fradusta coperta per la quasi totalità da abbondante coltre detritica.

Osservata l'acqua come elemento che modella il territorio e visti gli effetti dello scioglimento delle masse glaciali, nel prossimo capitolo verrà analizzato, grazie al contributo del Prof. Roberto Mazza e dei collaboratori Lucia Mastrorillo e Giorgia Lucianetti del Laboratorio di Idrogeologia del Dipartimento di Scienze-Sezione Geologia dell'Università degli Studi "Roma Tre", quali sorgenti alimentino le acque di fusione dell'Altipiano delle Pale di San Martino.

Capitolo III

Idrogeologia delle Pale di San Martino

Roberto Mazza, Lucia Mastroiillo, Giorgia Lucianetti

Laboratorio di Idrogeologia del Dipartimento di Scienze-Sezione Geologia,
Università degli Studi "Roma Tre"

Oltre la metà della popolazione mondiale utilizza acqua potabile proveniente da regioni montuose (Liniger *et al.*,1998). Le Alpi, in particolare, sono definite il “Serbatoio d’acqua dell’Europa” (Ministero dell’Ambiente, 2011) in quanto forniscono approvvigionamento idrico a città collocate anche a diversi chilometri dai rilievi stessi.

L’acqua è l’elemento caratterizzante del paesaggio alpino e contribuisce notevolmente alla sua bellezza, alimentando torrenti e modellando le rocce con il suo potere erosivo. Costituisce, inoltre, una delle risorse fondamentali per la vita dei paesi e delle piccole comunità rurali, in quanto viene utilizzata per scopi potabili, per produrre energia elettrica e per scopi turistici, come ad esempio l’innevamento artificiale.

In zone montuose l’acqua che cade dall’atmosfera si presenta sotto forma di precipitazioni liquide e solide. Una frazione di essa permane in superficie come copertura nevosa alimentando i ghiacciai, un’altra scorre in superficie, dapprima disordinatamente e in seguito organizzandosi in un reticolo fluviale. Una terza componente dell’acqua proveniente dall’atmosfera si infiltra nel sottosuolo e alimenta per via sotterranea sorgenti, fiumi e laghi. Questa aliquota viene definita “acqua sotterranea” e non è visibile in quanto scorre all’interno dei pori e nelle fratture della roccia. La roccia serbatoio che contiene l’acqua viene detta “acquifero”, dal termine di origine latina che significa “portatore di acqua”. Sebbene il percorso che l’acqua ha compiuto in sottoterraneo non sia direttamente osservabile, esistono numerose metodologie indirette per capire che tipo di rocce ha attraversato e il tempo della sua permanenza nel sottosuolo. Per fare ciò si studia l’acqua sotterranea nel suo punto di emergenza in superficie, che viene definito “sorgente”. Di ogni sorgente si definisce l’ubicazione e si misura la sua portata e le sue caratteristiche chimico-fisiche. Da quanto descritto si evince che il sistema acqua sotterranea – roccia è strettamente interconnesso e può essere compreso solo a seguito di un approfondito studio dell’assetto geologico del territorio. Pertanto la scienza che studia l’acqua sotterranea è detta “idrogeologia”.

Le Pale di San Martino fanno parte di un esteso massiccio montuoso che comprende anche i rilievi delle Pale di San Lucano e del Monte Agner (Fig. 1). Nel complesso coprono un’area di circa 250 km². A partire dall’anno 2014 il gruppo montuoso delle Pale di San Martino è oggetto di un progetto di ricerca sviluppato dal laboratorio di Idrogeologia dell’Università degli Studi “Roma Tre”. Tale progetto ha lo scopo di studiare la distribuzione territoriale e la quantificazione delle risorse idriche sotterranee al fine di fornire una base scientifica per il loro sfruttamento sostenibile. La gestione sostenibile delle risorse idriche richiede una conoscenza adeguata del funzionamento del sistema idrogeologico e un modello concettuale di riferimento su cui impostare specifici monitoraggi. Al fine di definire il modello concettuale è necessario partire dalla rilettura delle formazioni geologiche affioranti in termini di attitudine idrodinamiche e di valutare le relazioni stratigrafiche e strutturali tra di esse.

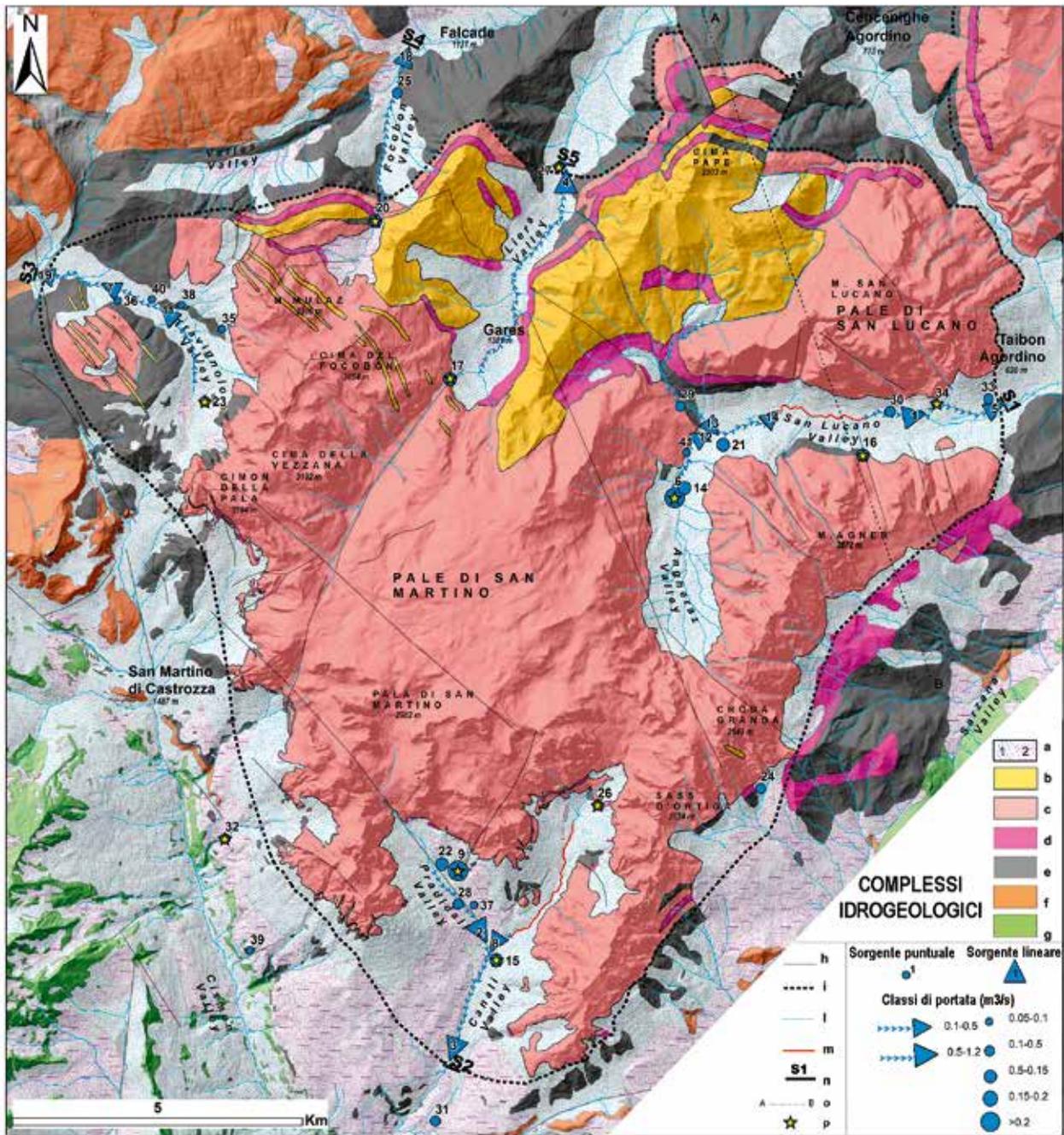


Fig. 1 - Carta idrogeologica dell'area di studio (da Lucianetti *et al.*, 2016 modificata): a) complesso alluvionale, detritico (1) e glaciale (2); b) complesso vulcanico e post vulcanico; c) complesso carbonatico; d) complesso bacinale; e) complesso terrigeno ed evaporitico; f) complesso porfirico; g) complesso metamorfico; h) faglie desunte da letteratura; i) limite dell'idrostruttura; l) idrologia superficiale; m) tratti di decremento delle portate in alveo; n) sezioni di misura delle portate alla chiusura delle valli principali; o) traccia approssimativa della sezione rappresentata in figura 9; p) sorgenti campionate per analisi chimiche.

La geologia delle Pale di San Martino è stata già descritta approfonditamente nel Quaderno del Parco n. 9 (Bizzarini, 2009). Sintetizzando, la geologia del gruppo montuoso è costituita dalla successione stratigrafica più antica delle Dolomiti, prevalentemente di età Permo - Triassica (Bosellini, 1996). La formazione geologica che affiora più estesamente è la Dolomia dello Sciliar (Triassico Medio) che costituisce il cuore del massiccio montuoso, con spessori talora superiori ai 1000 m. Tale formazione, assieme ad altre formazioni carbonatiche di minore spessore (Formazione del Contrin, Dolomia Cassiana), costituisce l'acquifero principale delle Pale di San Martino (Complesso Carbonatico - Lucianetti *et al.*, 2016) (Fig. 2).

Nonostante l'aspetto massivo delle dolomie, la notevole presenza di fratture garantisce a queste litologie un elevato grado di permeabilità e una notevole capacità di immagazzinamento e di trasmissione dell'acqua. Il complesso reticolo di fratture e faglie (Fig. 3), che talora attraversano l'intero spessore dell'acquifero, è stato prodotto dalle numerose fasi tettoniche che si sono succedute nell'area e in particolare dalla fase compressiva che ha portato alla strutturazione della catena alpina (Doglioni, 1987).

A questa permeabilità di natura tettonica (permeabilità secondaria) si è andata a sommare l'azione del carsismo. Le rocce carbonatiche, infatti, sono solubili in acqua resa acida dalla presenza dell'anidride carbonica e il flusso agente sui vuoti pre-esistenti ne causa l'allargamento progressivo fino a farli evolvere in condotti carsici (permeabilità terziaria) (Ford and Williams, 2007). I condotti possono variare notevolmente di dimensione, passando da dimensioni dell'ordine di 10 mm a centinaia di metri, fino a diventare delle vere e proprie cavità percorribili (White, 1998) (Fig. 4).

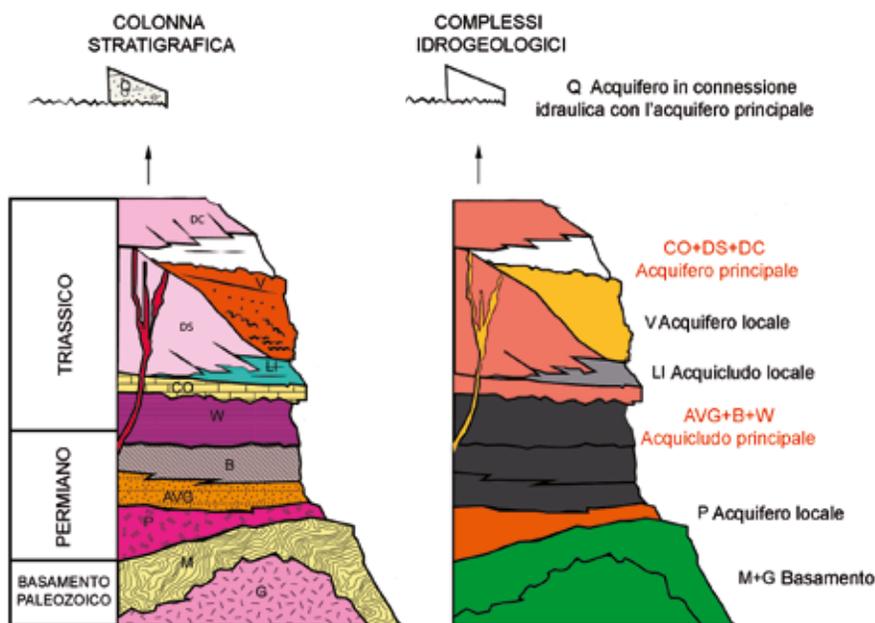


Fig. 2 - Colonna stratigrafica delle Dolomiti e raggruppamento delle formazioni in termini di attitudine idrodinamica (figura modificata e semplificata in base alle formazioni affioranti nelle Pale di San Martino, da Bosellini *et al.*, 2003). I codici rappresentano i nomi delle formazioni geologiche affioranti: Q depositi quaternari; DC Dolomia Cassiana; DS Dolomia dello Sciliar; V Ammassi vulcanici e colate laviche andesitico basaltiche; LI Formazione di Livinallongo; CO Formazione del Contrin; W Formazione di Werfen; B Formazione a Bellerophon; AVG Arenarie di Val Gardena; P Porfidi e Porfiroidi (Vulcaniti Atesine); M complesso metamorfico sudalpino; G Granito.

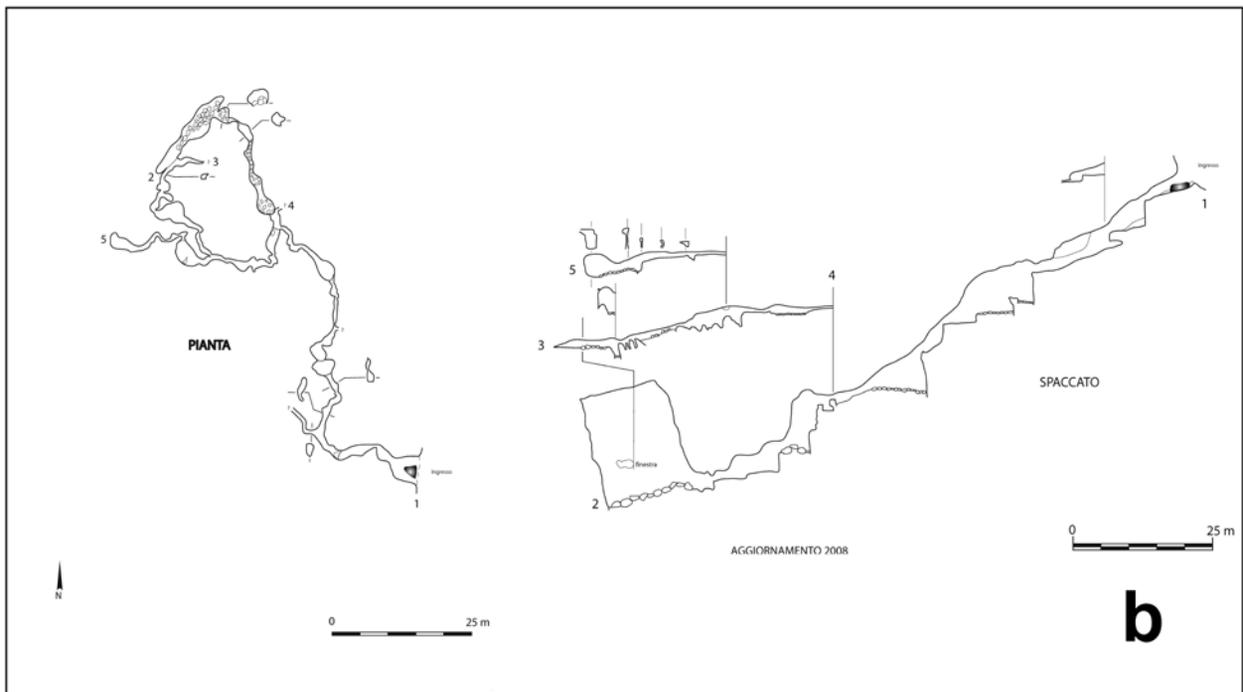


Fig. 3 - Sistemi di fratture del complesso carbonatico costituente l'acquifero.

Questi percorsi costituiscono delle direzioni di drenaggio preferenziale dell'acquifero e trasmettono il flusso in modo più rapido e turbolento (flusso concentrato) rispetto alla porzione fratturata dell'acquifero (flusso diffuso). Nell'area delle Pale di San Martino la maggior parte dei condotti si sviluppano in senso subverticale e sono limitati alla porzione più superficiale e insatura dell'acquifero. Esplorazioni speleologiche eseguite dal



Fig. 4 - Cavità con accesso dall'Altopiano delle Pale di San Martino.



Club Speleologico Proteo di Vicenza hanno messo in luce che la maggior parte di questi condotti non supera i 50 metri di sviluppo (Fig. 5).
 Tracce di carsismo sono visibili soprattutto nel settore dell'Altopiano delle Pale di San Martino, dove sono presenti numerose doline e piccole cavità che costituiscono zone di infiltrazione preferenziale delle precipitazioni nel sottosuolo (Fig. 6).

Le formazioni carbonatiche sono delimitate inferiormente da un substrato a bassa permeabilità, definito *acquicludo* (Complesso Terrigeno ed Evaporitico – Lucianetti *et al.*, 2016). Questo è costituito dalla Formazione di Werfen (Triassico Inferiore), dalla Formazione a Bellerophon (Permiano Superiore) e dalle Arenarie di Val Gardena (Permiano Superiore). A causa dell'elevato tenore in argilla (Fig.7) e della presenza di livelli gessiferi, queste formazioni impediscono la dispersione dei flussi idrici sotterranei in profondità, sostenendo la circolazione idrica nell'acquifero e provocando l'emergenza delle sorgenti in prossimità dell'affioramento del limite con le formazioni carbonatiche sovrastanti.

I depositi quaternari di natura prevalentemente alluvionale, glaciale e di versante, complicano questo assetto poiché si accumulano sui versanti e nelle valli, andando a mascherare il punto di contatto acquifero-acquicludo. Essendo generalmente caratterizzati da una notevole permeabilità per porosità (permeabilità primaria), questi sedimenti si saturano a loro volta grazie al travaso di acqua sotterranea derivante dall'acquifero carbonatico adiacente. Pertanto, la maggior parte delle sorgenti delle Pale non fuoriesce direttamente dalla roccia, ma emerge in maniera diffusa dal detrito (Fig.8). Il

Fig. 5 - Rilievo speleologico completo di una cavità con accesso dall'Altopiano delle Pale di San Martino (dal Catasto delle Grotte del Club Speleologico Proteo di Vicenza).



Fig. 6 - Forme carsiche epigee sull'Altopiano delle Pale di San Martino e punti di infiltrazione preferenziale.



Fig. 7 - Affioramento del complesso terrigeno ed evaporitico che mostra un elevato tenore argilloso (acquicludo).

contatto acquifero-acquicludo non affiora alla stessa quota in tutta la zona delle Pale, ma si trova a quote più elevate nel settore settentrionale, dove raggiunge oltre 2000 m, a quote intermedie nel settore della Val Canali-Val Pradidali (circa 1500 m) e a quote più basse nel settore orientale della Valle Angheraz-Valle di San Lucano (circa 1000 m). Tale disarticolazione del substrato influenza la direzione prevalente di drenaggio delle acque sotterranee che risulta diretta verso le quote più basse di affioramento del limite acquifero-acquicludo.

Indipendentemente dalle variazioni di quota del limite e dall'evoluzione tettonica dell'area, le formazioni carbonatiche si trovano sempre al di sopra del substrato a bassa permeabilità. Tale assetto fa sì che il gruppo delle Pale di San Martino possa essere considerato una singola idrostruttura, isolata idraulicamente rispetto ai gruppi montuosi circostanti (Fig. 9).

Di conseguenza le precipitazioni che cadono in corrispondenza dell'area di affioramento delle litologie più permeabili (acquiiferi) si infiltrano nel sottosuolo ed emergono in corrispondenza del limite idraulico della stessa struttura, senza scambi idraulici con le altre idrostrutture adiacenti. Una volta identificata un'idrostruttura chiusa è possibile calcolare l'infiltrazione efficace dividendo il volume di acqua mediamente erogato dalle sorgenti dell'i-



Fig. 8 - Sorgente Pradidali. L'acqua emerge in modo diffuso dal detrito che maschera il contatto acquifero-acquicludo.

drostruttura stessa per la relativa area di alimentazione (Mastrorillo *et al.*, 2009). Il parametro dell'infiltrazione efficace, corrisponde alla risorsa idrica sotterranea naturale rinnovabile (Castany, 1985). Per poter applicare tale metodo è necessario conoscere la distribuzione territoriale e la portata di magra di tutte le emergenze naturali del territorio studiato. A tale scopo nel periodo Ottobre 2014 - Gennaio 2016 sono state effettuate numerose campagne di misura delle portate sia delle sorgenti che dei corsi d'acqua che si originano dall'idrostruttura delle Pale di San Martino (Figg. 10 e 11).

Tutti i valori di portata misurati sono stati naturalizzati in base ai quantitativi prelevati artificialmente, come captazioni e derivazioni idroelettriche, in modo da ottenere il valore effettivo della portata uscente dall'idrostrut-

Fig. 9 - Sezione idrogeologica schematica N-S attraverso la Valle di San Lucano (da Lucianetti *et al.*, 2016). La traccia della sezione è rappresentata in Fig. 1.

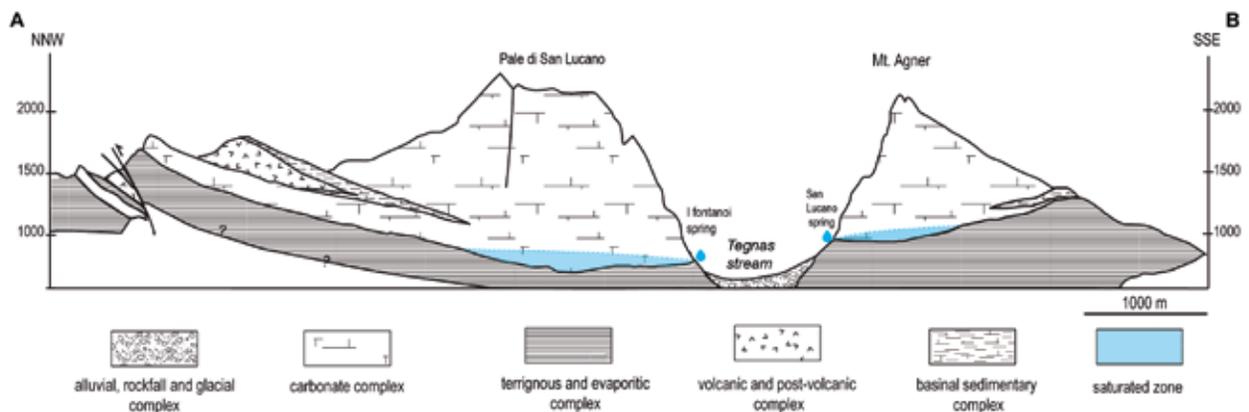




Fig. 10 - Misure di portata eseguite lungo il corso del Torrente Pradali.



Fig. 11 - Misure di portata eseguite lungo il corso del Torrente Travi gnolo.

tura. Durante le campagne di misura è stato osservato un progressivo aumento della portata di tutti i corsi d'acqua dalla loro origine spostandosi verso quote inferiori, con incrementi non giustificabili da apporti derivanti esclusivamente dalle sorgenti puntuali presenti lungo il loro percorso. Tali incrementi indicano la presenza di sorgenti lineari anche di notevole importanza, come ad esempio il tratto finale del Torrente Tegas, dove le portate subiscono incrementi in alveo superiori a 1000 l/s, e il tratto della Val



Canali a monte del Bacino di Castrona, con incrementi medi di 750 l/s. Nel tratto del Torrente Canali a monte della confluenza con il Torrente Pradidali si verifica, invece, la situazione contraria (Fig. 12). Tale corso d'acqua, nonostante l'apporto delle sorgenti a monte si presenta per la più parte dell'anno asciutto, con esigue portate solamente nei momenti successivi a periodi di abbondanti precipitazioni. Le situazioni evidenziate sono per lo più da attribuire al ruolo idrogeologico delle coperture ghiaiose, sabbiose e limose quaternarie saturate dalla ricarica generata dai gruppi sorgivi principali. Quando la quota di saturazione delle coperture raggiunge la quota di scorrimento dei torrenti si generano tratti sorgivi, quando tale quota è sensibilmente al disotto degli alvei le portate dei corsi d'acqua si infiltrano e i letti fluviali restano asciutti.

I censimenti ufficiali delle sorgenti (A.R.P.A.V., 2007; P.A.T, n.d.) indicano che nel territorio del gruppo montuoso delle Pale di San Martino sono presenti oltre 500 emergenze. A seguito dei rilievi di campagna è emerso che solo 41 di queste (alcune delle quali sono intese come gruppi sorgivi) hanno una portata maggiore di 5 l/s. Grazie al monitoraggio periodico della portata, è stato osservato che i valori misurati cambiano notevolmente in base alle stagioni e che complessivamente l'idrostruttura delle Pale di San Martino eroga una portata media di circa 6000 l/s (Fig. 13). Le portate più elevate si trovano nel settore orientale in corrispondenza del sistema vallivo Angheraz-San Lucano (portata media circa 2500 l/s), mentre il secondo gruppo sorgivo per importanza corrisponde al settore Val Pradidali-Val Canali (portata media circa 2000 l/s). Un quantitativo minore di acqua sotterranea è drenato verso i settori settentrionali e in particolare verso la Valle del Travignolo (portata media circa 650 l/s), verso la Valle del Liera

Fig. 12 - Confluenza del Torrente Pradidali (a sinistra) nel Torrente Canali (a destra). È possibile osservare come la portata del torrente principale sia esigua rispetto al suo tributario a causa del forte decremento di portata riscontrato a monte della confluenza stessa.

(portata media circa 620 l/s) e verso la Valle del Focobon (portata media circa 260 l/s).

Le portate misurate confermano una direzione di drenaggio principale verso il settore sud-orientale delle Pale, dove il limite acquifero-acquicludo tende ad avere quote più basse e le sorgenti hanno le portate maggiori.

Dividendo la portata media erogata dall'idrostruttura (circa 6000 l/s) per l'estensione areale dell'area di ricarica (circa 130 km²), è stato possibile ricavare una infiltrazione efficace media annua di 1455 mm, pari all'80% della precipitazione media annua caduta nello stesso periodo di riferimento (Ottobre 2014-Gennaio 2016) alla stazione di San Martino di Castrozza (1860 mm).

Il monitoraggio delle portate si è svolto, in parte, durante un periodo climatico eccezionale: il bimestre Novembre-Dicembre 2015 è infatti risultato privo di precipitazioni in gran parte del Trentino e ha fatto registrare anche una temperatura sopra la media del periodo climatico di riferimento (P.A.T., 2015). Gli effetti di tale anomalia sulle risorse idriche sono chiaramente visibili nella campagna di Gennaio 2016 in cui è stata riscontrata una riduzione delle portate di oltre il 50% rispetto alla media (circa 2500 l/s rispetto ai 6000 l/s) (Fig. 13).

Le sorgenti poste sotto monitoraggio mostrano una composizione chimica prevalentemente bicarbonato-calcica, con l'eccezione di due sorgenti minori che si trovano nel settore sud occidentale delle Pale, la sorgente Piaz Mador e la sorgente della Vecia, che invece hanno una composizione

Fig. 13 - Andamento stagionale delle portate misurate nelle stazioni ubicate alla chiusura delle cinque valli principali e confronto con le precipitazioni misurate alla stazione di San Martino di Castrozza (fonte: www.meteotrentino.it.). Per l'ubicazione delle stazioni si rimanda alla Fig.1.

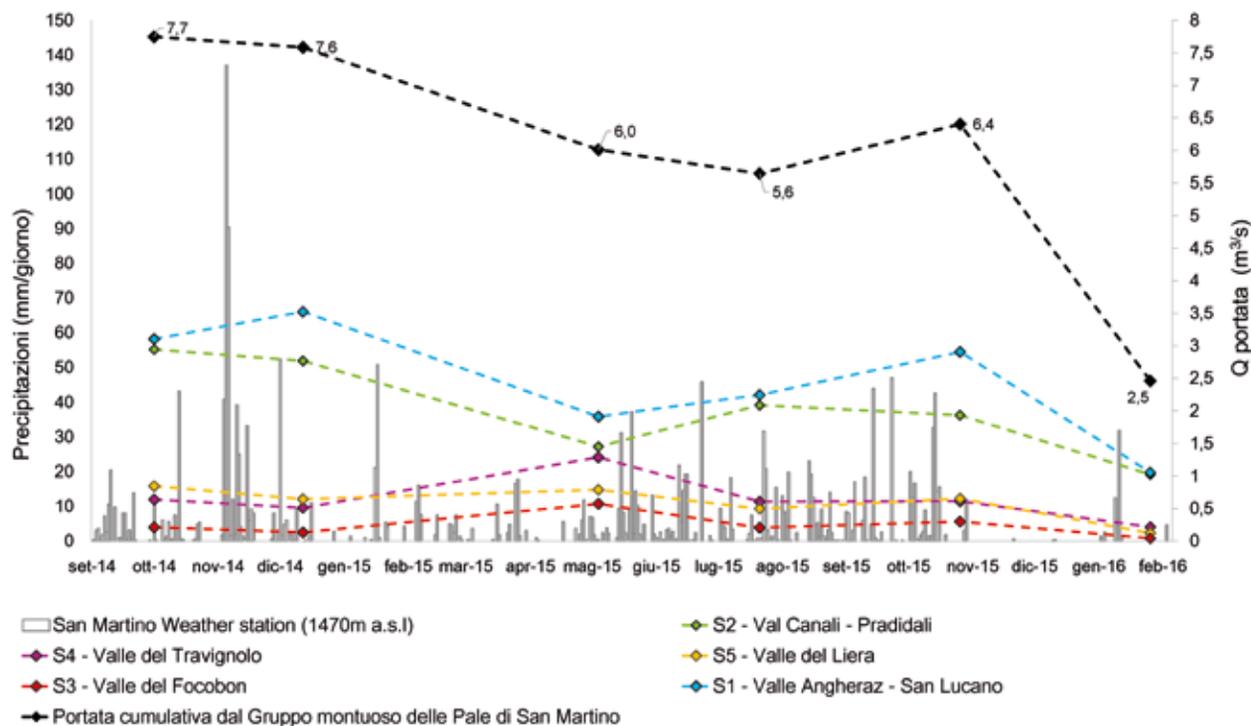




Fig. 14 - Campionamento di acque meteoriche per indagini isotopiche.

solfato-calcica. Tale cambiamento è imputabile all'interazione con i livelli gessiferi della Formazione a Bellerophon, che affiorano estesamente in quel settore a causa della tettonica e delle dinamiche geomorfologiche. Le sorgenti con portata maggiore delle Pale hanno una temperatura media inferiore ai 5 C° e una conducibilità elettrica media bassa ($< 250 \mu\text{S}/\text{cm}$), indice di acque poco saline con scarsi rapporti con la roccia incassante. Tali caratteristiche indicano tendenzialmente quote di infiltrazione elevate e uno scorrimento rapido nel sistema fratturato e carsificato dell'acquifero. Nel corso delle attività di ricerca sono stati effettuati mensilmente campionamenti (Fig. 14) e analisi delle acque meteoriche e delle sorgenti relativi agli isotopi stabili ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$) per supportare le ipotesi relative ai percorsi dell'acqua nel sottosuolo dall'area di ricarica al punto di emergenza. Alcune sorgenti presentano una stabilità stagionale dei parametri chimico-fisici e della composizione isotopica, mentre altre mostrano una maggiore variabilità. Queste differenze sono imputabili a una diversa alimentazione, più profonda e diffusa nel primo caso e di natura carsica nel secondo. La presenza di un flusso rapido nei condotti carsici è stata confermata dai test con traccianti artificiali. Questa metodologia consiste nell'immettere nel sottosuolo del colorante fluorescente atossico in un punto e nel monitorare il suo arrivo tramite degli strumenti (fluorimetri) installati presso le sorgenti o i corsi d'acqua che si trovano a valle del punto di immissione. I fluorimetri vengono immersi in acqua e misurano automaticamente la concentrazione della sostanza con intervalli di tempo regolare. Rappresentando su un grafico

i valori di concentrazione del colorante nel tempo, è possibile individuare l'arrivo della sostanza che viene segnalato da un caratteristico picco. Un altro metodo di monitoraggio consiste nell'installare dei campionatori passivi contenenti carboni attivi che assorbono il colorante.

Nell'estate del 2015 e del 2016 sono stati effettuati dei test con traccianti che hanno interessato tutto il gruppo montuoso delle Pale di San Martino, immettendo Fluoresceina Sodica in un punto centrale dell'Altopiano delle Pale (in località Busa Manna) (Fig. 15).

Sebbene altri test fossero stati condotti già a partire dagli anni 80, questo è stato il primo a monitorare l'intera idrostruttura, indipendentemente dai



Fig. 15 - Immissione del colorante fluorescente atossico sull'Altopiano delle Pale in corrispondenza di un punto di infiltrazione preferenziale.

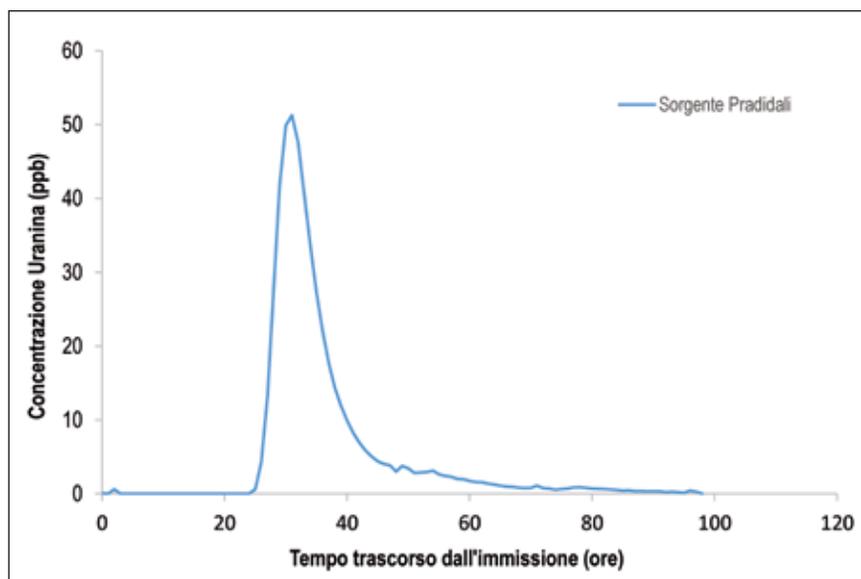


Fig. 16 - Curva di restituzione del tracciante a seguito dell'esperimento condotto a Luglio 2016

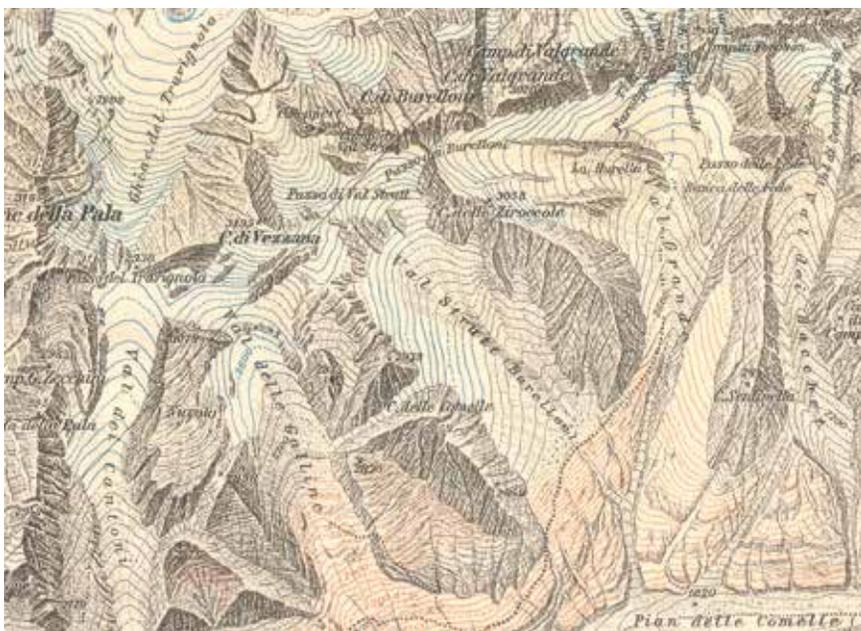
confini regionali. In totale sono state monitorate 11 sorgenti ubicate intorno all'altopiano, mediante fluorimetri in continuo e campionatori. Le più grandi sorgenti monitorate in continuo sono state: la sorgente Pradidali, la sorgente Fontane Angheraz, le sorgenti del Travignolo e la sorgente Gares. Altre sorgenti minori sono state monitorate solo attraverso campionatori passivi. I risultati della ricerca hanno messo in luce la presenza di una connessione tra il punto di immissione e la Sorgente Pradidali, Gares e del Travignolo. La maggiore concentrazione è stata rinvenuta alla sorgente Pradidali a seguito dell'esperimento condotto a Luglio 2016 ($51,3 \mu\text{g/l}$). Il tempo impiegato dal tracciante per raggiungere la concentrazione di picco è stato di sole 31 ore e la velocità media della sostanza di circa 115 m/h (Fig. 16). I risultati ottenuti dai test indicano che al di sotto dell'Altopiano delle Pale di San Martino esiste un sistema di condotti carsici ben ramificato che connette sorgenti ubicate anche a diversi chilometri di distanza e a differenti quote (le Sorgenti del Travignolo emergono a 1960 m di quota, mentre la sorgente Pradidali a 1456 m s.l.m.). Poiché la fluorescenza simula il comportamento di un contaminante in falda, alla luce degli esperimenti condotti appare evidente che l'acquifero delle Pale di San Martino è un acquifero vulnerabile a potenziali contaminazioni e in quanto tale necessita di particolare attenzione gestionale.

Capitolo IV
I ghiacciai del Gruppo
delle Pale di San Martino

Il Gruppo delle Pale di San Martino e di conseguenza l'Altipiano sono amministrativamente suddivisi in due parti: quella più orientale in Provincia di Belluno, quella occidentale in Provincia di Trento. In questo volume, dopo alcuni brevi accenni sulla morfologia/storia di tutti gli ammassi glaciali presenti, si focalizzerà l'attenzione sui soggetti che ricadono in Provincia di Trento, all'interno del Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino e che vengono monitorati annualmente dal Comitato Glaciologico della Società degli Alpinisti Tridentini (SAT).



Nella fotografia scattata nell'estate 2015 sono visibili nella valle dei Cantoni tre ammassi nevosi indicati con numeri progressivi: tutti tre derivano da accumuli di valanghe invernali.



A fianco un estratto dalla cartografia del 1931 in cui compaiono i ghiacciai della Val dei Cantoni, della Val di Strutt e delle Ziroccole: quest'ultimi due, a differenza di quello della Val dei Cantoni, hanno una esposizione migliore in quanto sono ombreggiati dalle pareti rocciose (ma non per questo non hanno subito drastiche riduzioni di superficie).

Alle nostre latitudini e quote gli apparati glaciali non sono molto estesi e, se si esclude la Fradusta che è una formazione di pendio, quasi tutti gli altri (con l'eccezione della Val dei Cantoni) sono confinati in vaillette strette ed hanno esposizione prevalentemente a Nord; tali caratteristiche morfologiche li hanno parzialmente "salvati" dagli effetti del surriscaldamento del clima. La **Val dei Cantoni** è una vaillette con direzione Nord - Sud impostata su una delle principali faglie del Gruppo delle Pale di San Martino. In questa valle era presente un ammasso glaciale di modeste dimensioni dovuto essenzialmente ad accumuli di valanga: la peculiarità della presenza di questo piccolo ghiacciaio, ora trasformatosi in un glacionevato plurifrazionato, era proprio legata all'esposizione e la sua quasi scomparsa trova in questa sfavorevole caratteristica la principale causa.

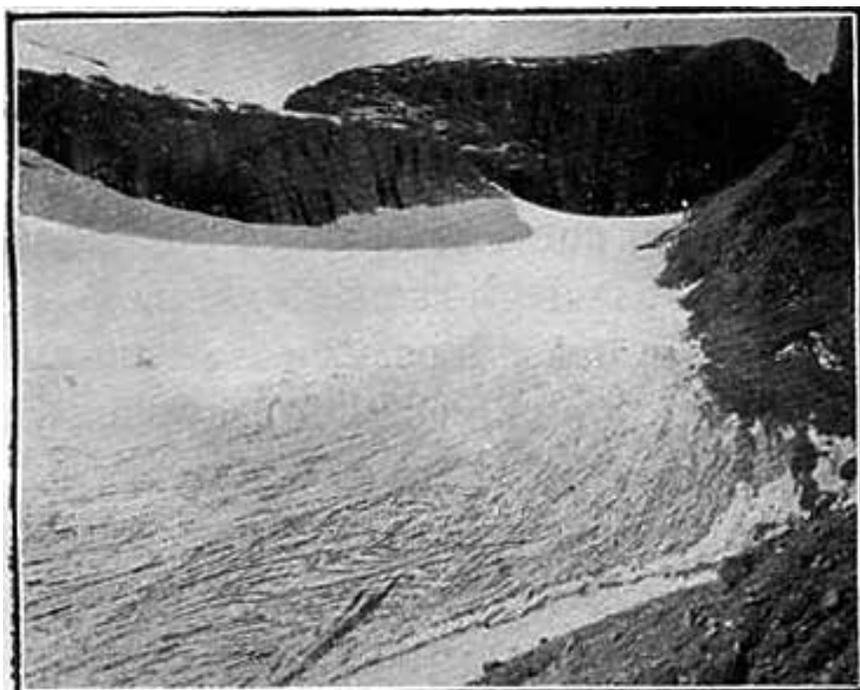
Il **ghiacciaio della Val di Strutt** occupava la testata di un circo nella valle omonima. Segmentatosi nel 2007 (Secchieri, 2012), va ad occupare quella parte di valle compresa tra le quote 2750 e 2640 e si presenta più come un rock glacier che come un ghiacciaio vero e proprio.



Nella fotografia ciò che restava del ghiacciaio della Val di Strutt nell'estate 2008 con la Trim line ben evidente.

Il **ghiacciaio delle Ziroccole**, secondo Secchieri, "è contenuto in un sito che si identifica con l'ampio circo ad Ovest della cresta che congiunge la Cima dei Bureloni ed il Campanile di Valgrande." Il ghiacciaio, o quello che ne rimane, occupa la testata del vallone ed è, come tutti gli altri ammassi glaciali, in deciso arretramento.

Un'altra fotografia del ghiacciaio compare nella pubblicazione di Castiglioni *Alcuni ghiacciai delle Dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico* del 1925.



(Fot. A. Zaccaria).

PARTICOLARE DEL GHIACCIAIO DELLE ZIROCOLE
COLLA CIMA DEI BURELONI



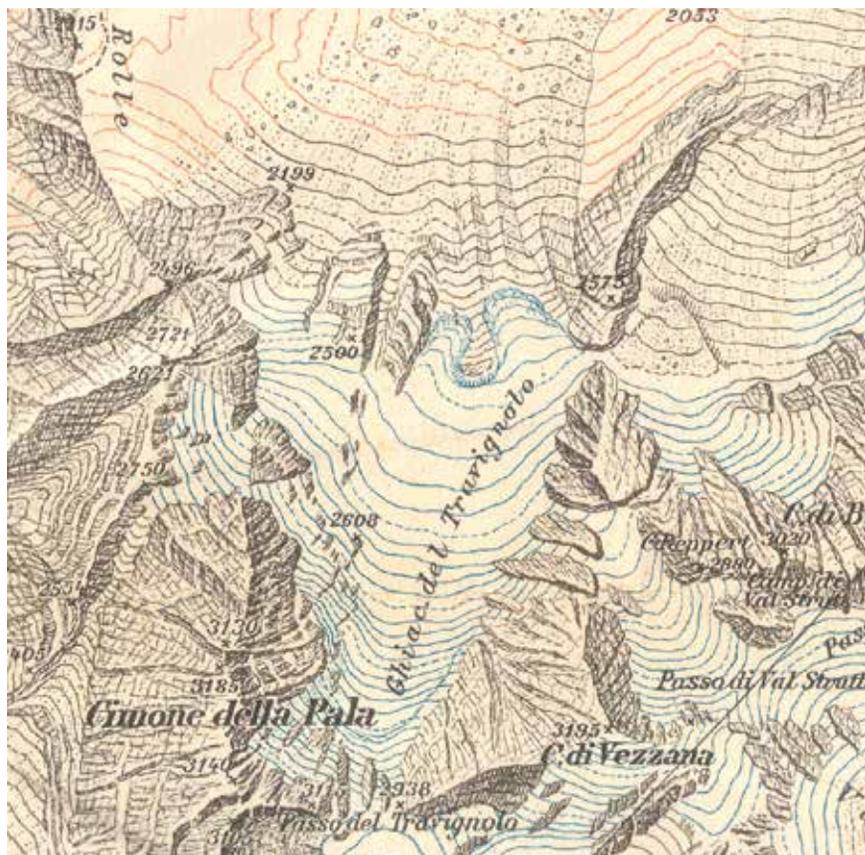
Nelle fotografie il confronto tra la situazione al 1924 (Foto A. Zaccaria) e 2008 (Foto C. Cancian). È evidente come lo scioglimento del ghiacciaio abbia di fatto svuotato la valle. Molto interessante appare nella fotografia del 2008 la Trim line, ovvero quello stacco tra roccia più chiara e quella più scura che rappresenta la massima quota raggiunta dal ghiacciaio.

Il **ghiacciaio del Focobon** andava ad occupare una valletta a ridosso della cima omonima e di quella di Campido. La direzione della valle, Est-Ovest, non era eccessivamente favorevole per il mantenimento del ghiacciaio ma la presenza delle montagne sul lato meridionale ne ha permesso la conservazione abbastanza a lungo, dato che almeno per la parte rivolta a Nord risultava protetta dalla radiazione diretta.



La fotografia a fianco scattata nell'agosto 2013, mostra ciò che resta del ghiacciaio del Focobon, poche lingue di ghiaccio coperte di neve addossate alla parete rocciosa. Nell'immagine compare in basso la morena laterale serpeggiante ed all'interno un cumulo di materiale di forma lobata che potrebbe far pensare alla presenza di un rockglacier, ovvero di ghiaccio sepolto dai detriti.

Il **ghiacciaio del Travignolo** è la tipica formazione di valle: racchiusa tra le pareti rocciose del Cimone della Pala e della Vezzana, occupa la valle formata da una delle principali faglie che interessano l'Altipiano e che si prolunga



Il ghiacciaio del Travignolo nella restituzione cartografica del 1931.



La fotografia a fianco risale al 1991 ed evidenzia come il ghiacciaio del Travignolo cingesse ancora lo sperone centrale scendendo con due lingue fino a quota 2300 m sul livello del mare. Attualmente lo sperone roccioso centrale è assolutamente isolato dal contesto glaciale.



sul versante opposto dando origine alla Val dei Cantoni. La direzione di questa frattura è Sud-Est - Nord-Ovest ed il ghiacciaio ne occupa la parte esposta maggiormente a Nord.

Peculiarità del Travignolo è la presenza di una coltre detritico-morenica imponente nella parte bassa che non permette di definire con assoluta certezza se il ghiacciaio con la sua parte sepolta scenda anche a quote inferiori ai 2400 m, limite su cui si attesta attualmente la fronte (almeno per la parte chiaramente individuabile).

L'estrema difficoltà di realizzazione, non ha permesso fino ad ora un rilievo topografico completo del ghiacciaio: le aree incluse nel grafico sottostante sono state ottenute con tecniche GIS dalle fotografie aeree disponibili o sono quelle ricavate dalla letteratura. In particolare quella del 1888 è tratta da Richter, mentre quella del 1930 da Castiglioni.

Tra tutti i ghiacciai delle Pale, quello del Travignolo è l'unico che attualmente presenti qualche crepacciatura.



Nella foto di Claudio Casagrande (1980) uno fra i tanti crepacci della zona mediana; è interessante notare come prima del ghiaccio compaiono due strati di neve, suddivisi da linee più scure che dovrebbero indicare probabili nevicate "sahariane", in cui il metamorfismo non è ancora completo.

Nella foto a destra la stessa area vista in un anno diverso (foto AGH tratta da internet).



Una seconda caratteristica del Travignolo, comune anche ad altri passi o forcelle (si veda ad esempio quella di Ceremana nei pressi del Colbricon) è la formazione invernale della grande cornice. Questa struttura creata dal vento forma quasi un tetto che risulta estremamente complicato superare nelle risalite invernali del ghiacciaio. Nella foto, tratta dal sito *intraigiarun.it*, si è volutamente aumentato il contrasto per rendere meglio l'imponenza del fenomeno.



Il **ghiacciaio della Pala di San Martino**, codice CGI n. 948, va ad occupare l'anfiteatro compreso tra le cime di Roda e della Pala.

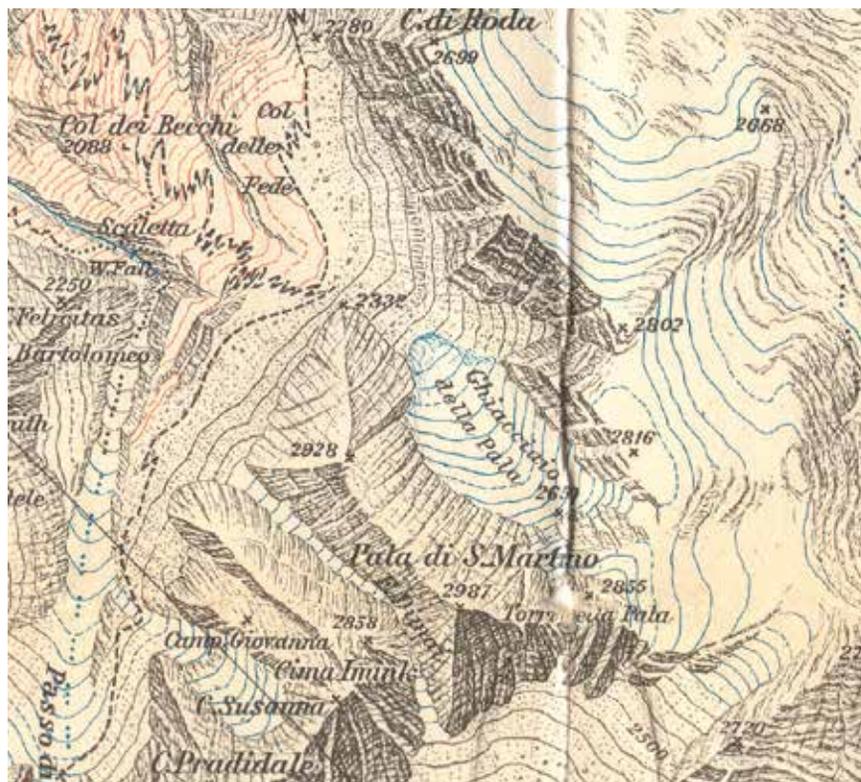
Caratterizzata da una direzione Est – Ovest, la valletta presenta caratteristiche ottimali per la formazione di un ghiacciaio in quanto protetta dalla massa della Pala di San Martino.

L'area del ghiacciaio è stata rilevata dalle fotografie aeree della zona e da stime degli operatori glaciologici (anno 1930) gli incrementi di superficie, seppur minimi, riscontrabili tra il 1994 ed il 2006 sono dovuti non ad un effettivo aumento areale ma alla difficoltà di lettura delle foto aeree per presenza di neve e detrito.

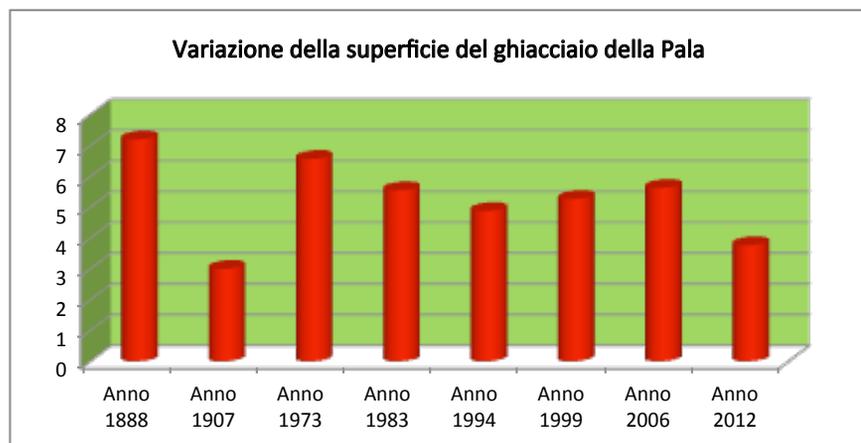
La superficie nell'anno 1888 era di 7.2 ettari (dato Richter), nel 1907 di 3.0 ettari (dato Marinelli) nel 1973 di 6.57 ha, nel 1983 di 5.55 ha, nel 1994 di 4.88 ha, nel 1999 di 5.27 ha, nel 2006 di 5.63 ha e nel 2012 di 3.77 ha.

Il dato riferito al 1907 risulta palesemente anomalo ed è legato, probabilmente, sia al tipo di rilievo effettuato da Marinelli (bussola) sia alla probabile presenza di coltri detritiche che coprivano parte del ghiacciaio.

A fianco un estratto dalla cartografia del 1931 (*Karta der Palagruppe*) con al centro il Ghiacciaio della Pala.



La fotografia sopra, realizzata nel luglio 2015, evidenzia la posizione del ghiacciaio. Ad inizio stagione la fusione della neve, nonostante le alte temperature, iniziava appena ad intaccarne la superficie: due mesi più tardi la linea di ablazione si era spostata alla quota superiore del ghiacciaio e metà circa della superficie dell'ammasso appariva coperta di detriti, segno di un cedimento nel permafrost circostante.



Dal 1973 al 2012 si è passati da 6.6 a 3.8 ettari, con una perdita del 57.6%; come si nota la perdita di superficie è stata importante, ma quello che è calato in modo impressionante dall'inizio del Ventesimo secolo è lo spessore: la perdita si stima in oltre 30 metri, ed appare evidente nella fotografia scattata nel 2015 in cui è visibile, anche se con una certa difficoltà, una larga fascia più chiara a valle della linea rossa (*Trim line* – limite massimo raggiunto dal ghiacciaio nella sua espansione).

Anche il ghiacciaio della Pala, non raggiungendo più la soglia dei cinque ettari (WGI), può essere considerato dal punto di vista glaciologico estinto, e deve essere declassato a glacio-nevato.

La **Fradusta** (Codice CGI 950) è l'unico ghiacciaio montano del massiccio delle Pale di San Martino. Localizzato sul versante nord della cima omonima, il ghiacciaio nei primi anni del Novecento andava ad occupare un sistema di doline riempiendole completamente. Ora questo avallamento si è praticamente svuotato e restano tre placche di ghiaccio sul lato meridionale della dolina principale.

La Fradusta, grazie anche alla relativa facilità di accesso rispetto ad altri ammassi, è stata indagata e misurata a più riprese a partire già dal 1888 (Cartografia IGM). Anche il fotografo-alpinista D'Anna (1888) fornisce una stima della superficie ponendola pari a 200 ettari, dato confermato da Battisti (1898), e dichiara che questo ghiacciaio "è quasi affatto privo di crepacci". Come ricordato in altre parti del libro, le prime misurazioni devono essere "prese con le molle" in quanto la precisione delle carte lasciava alquanto a desiderare e venivano conglobati nel ghiacciaio anche nevai che probabilmente non erano collegati alla massa glaciale principale. Per la Fradusta si sono raccolti questi dati di superficie: anno 1888 ha 225, anno 1903 ha 236, anno 1927 ha 102, anno 1954 ha 79.7, anno 1963 ha 65, anno 1974 ha 38.5, anno 1981 ha 43, anno 1987 ha 29.4. Chiaramente i due primi dati peccano di una non perfetta restituzione cartografica delle superfici e conglobano anche aree occupate al tempo da nevai non direttamente connessi con il ghiacciaio principale; i dati dal 1927 in poi appaiono più realistici e vengono confermati dalle fotografie aeree.

Con l'anno 1994 iniziano i rilievi topografici di dettaglio eseguiti con stazione totale: nel 1994 la superficie era di 21.8 ha, nel 1999 di 18.6 ha, nel

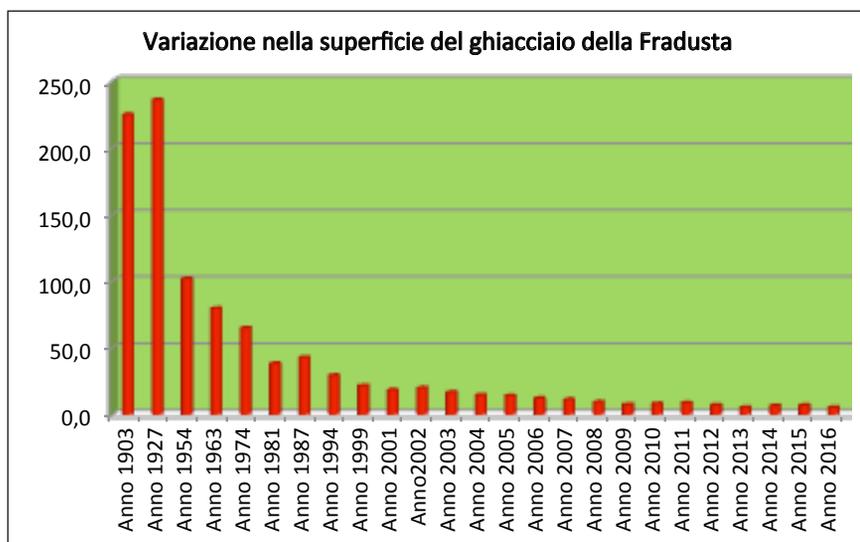


Ghiacciaio della Pala: con la linea rossa è indicata la Trim line, ovvero la massima quota apparente raggiunta dal ghiacciaio.



Ghiacciaio della Fradusta: l'immagine si riferisce alla situazione del ghiacciaio nel 2015.

2001 di 20.18 ha, nel 2002 di 16.79 ha, nel 2003 di 14.8 ha, nel 2004 di 14.3 ha, nel 2005 di 12.28 ha, nel 2006 di 11.38 ha, nel 2007 di 9.6 ha, nel 2008 di 7.7 ha, nel 2009 di 8.2 ha, nel 2013 di 6.8 ha, nel 2014 di 7.1 ha, nel 2015 di 5.4 ha, nel 2016 di 3.2 ha. Anche in questo caso gli incrementi minimi di superficie sono legati alla difficoltà di attribuzione delle placche di neve marginali al ghiacciaio.



Stante le dimensioni attuali, anche la Fradusta a rigor di classamento WGI deve essere considerata un glacionevato e non più un ghiacciaio.

Come detto innanzi la relativa vicinanza al Rifugio Rosetta del ghiacciaio della Fradusta ha permesso di eseguire anche altri tipi di analisi che non fossero solo quelle topografiche: il 24 agosto 1997 è stata effettuata da Sergio Zacchetto e Arnaldo Tonelli una prospezione geofisica mediante sondaggi elettrici verticali. I risultati dei due stendimenti sono stati rispettivamente una potenza del ghiaccio compresa tra 45 e 52 metri nel primo più a monte e 38-46 metri quello più a valle.

Oltre a questo nel 2002 è stata fatta una rilevazione con georadar; il rilievo ha permesso di definire lo spessore della copertura glaciale e di individuare nel lobo superiore le massime profondità che giungono a circa 37 m. Nel lobo inferiore gli spessori non sono superiori a 25 metri. L'elaborazione dei dati aveva permesso anche di stimare il volume del ghiacciaio in circa 1.75 milioni di metri cubi e uno spessore medio di circa 16,5 m.

Pur con tutte le cautele del caso, si può affermare che tra il 1997 ed il 2002 la Fradusta abbia perso tra i 7 (dato più realistico) ed i 13 metri di spessore. Considerando come dato storico di riferimento quello ottenuto con il georadar nel 2002 e confrontandolo con i decrementi di quota nelle sezioni distribuite sul ghiacciaio e rilevate topograficamente, otteniamo che lo spessore residuo (con tutte le incertezze del caso) si aggira al settembre 2016 a

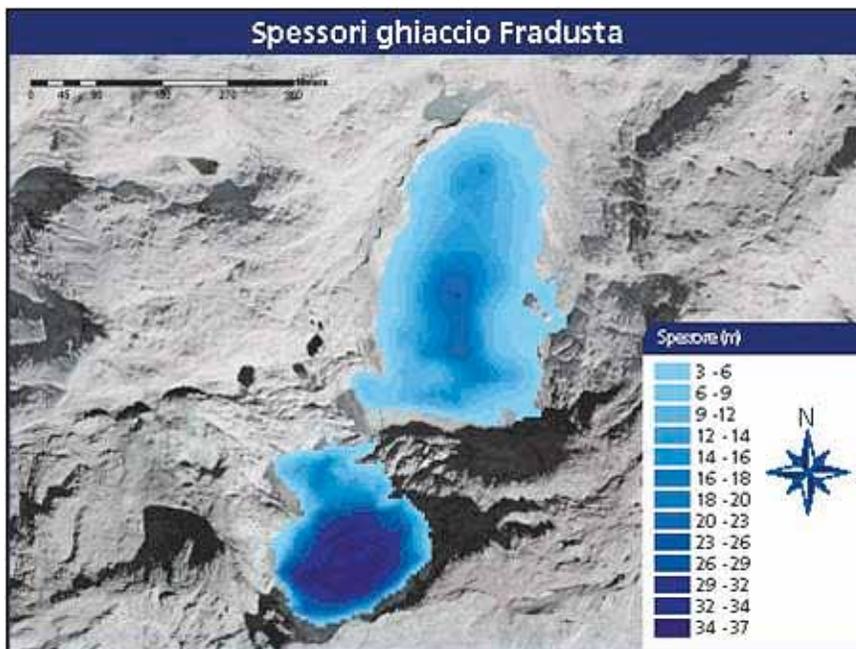


Immagine ottenuta dall'elaborazione dei dati raccolti con il georadar: più i colori sono scuri, maggiore è lo spessore del ghiaccio.

(Immagine tratta da *Prospezione di alcuni ghiacciai dolomitici tramite tecniche gpr e gps*).

meno di 20 metri nella parte superiore e meno di 10 in quella inferiore; se si utilizza una perdita media di spessore negli ultimi 14 anni pari a 1,3 metri (media ponderata tra perdite di 1,6 nella parte più bassa e 1,0 in quella più alta) la vita teorica della Fradusta, intesa come sparizione completa del ghiacciaio, è ormai ridotta a meno di 14 anni.

Si è chiaramente indicata come “vita teorica” in quanto il dato di partenza non è stato verificato con un sondaggio che confermasse la potenza del



Nella fotografia il settore superiore della Fradusta pochi giorni prima che con lo scioglimento si verificasse la separazione in due parti del lobo superiore del ghiacciaio.

ghiacciaio ed inoltre non è possibile stimare con sufficiente precisione quale sarà l'andamento termico dei prossimi anni.

Un elemento significativo che è stato verificato con il rilievo del 2015 è il rigonfiamento nella parte basale del lobo superiore: è innanzitutto da chiarire che nella torrida estate del 2015 il ghiacciaio della Fradusta si è ulteriormente suddiviso. La parte superiore infatti si è spezzata in due ed è affiorato un gradino roccioso: questa discontinuità tra le due superfici potrebbe aver tolto il sostegno al piede della parte superiore che sarebbe in tal modo scivolata leggermente verso il basso. Questa però è solo una ipotesi che potrà trovare conferma o meno con i rilievi degli anni a venire.

Il ghiacciaio del Marmor (Codice CGI n. 949) si distende sul versante Nord della cima del Coro e si sviluppa su una superficie di 13.300 m² circa (calcolata sulla fotografia aerea del 2008).

È un ghiacciaio di vallone che resiste grazie alle alte pareti rocciose che lo circondano e che gli garantiscono condizioni di riparo e di alimentazione. Il punto più basso della fronte si trova a soli 2091 m e non raggiunge quote superiori ai 2500 m.

Se Marinelli nel 1907 aveva indicato in 7 ettari la superficie del ghiacciaio, Castiglioni la riduce nel 1927 a 5 ettari; attualmente l'area occupata dal ghiaccio raggiunge gli 1.3 ettari e pertanto anche in questo caso non saremmo più a rigor di logica WGI, nella classe dei ghiacciai ma in quella dei glacio-nevati.



Un estratto dalla Karta der Palagruppe del 1931 da cui si individua la notevole superficie del ghiacciaio del Marmor in quegli anni.



Nella fotografia del 2013 realizzata da Marco Brunet il ghiacciaio del Marmor compare nella parte bassa a sinistra dell'immagine ed è coperto da detrito e neve dell'inverno precedente.



Come si presentava agli occhi di Marinelli il ghiacciaio il 21 agosto 1907.

Come si presentava il Marmor nel 1995 (foto C. Cancian): è evidente una fortissima perdita di massa che si evidenzia bene con la trim line sulla sinistra della foto e la scomparsa della caverna citata da Marinelli.



Secondo la *Karta der Palagruppe* del 1931 il ghiacciaio andava ad interessare tutto il canalone mentre ora con il ritiro frontale rimane confinato sopra quota 2400.

Il ghiacciaio è stato indagato da Marinelli secondo il quale la caratteristica principale era una grande grotta, che nel 1907 aveva una dimensione di circa 100 metri di larghezza e 50 di altezza. Questo autore indica come causa della formazione della caverna il distacco di pezzi di ghiaccio dalla volta della caverna stessa. La caverna era già presente nel 1899 ma aveva dimensioni molto ridotte (altezza 5 metri e 10 di larghezza) e, soprattutto, fungeva da porta del ghiacciaio con un notevole ruscello che ne usciva, fatto questo non confermato da Marinelli.

Capitolo V

Le stazioni meteo ed i dati disponibili: elaborazioni

Nella variazione volumetrica di un ghiacciaio due sono in teoria i fattori principali da considerare: le precipitazioni (invernali ma anche estive) e le temperature. Definire quale tra temperature estive e precipitazioni invernali fosse il fattore chiave poteva essere un problema fino a quando i rilievi glaciologici erano fatti con bussola e corda metrica (e perciò non erano precisissimi) ma soprattutto saltuariamente: ora con l'utilizzo delle foto aeree e delle stazioni totali, ma principalmente con la cadenza annuale nei rilievi e la presenza di una stazione termometrica in quota, è emerso chiaramente come più che la quantità di neve caduta sia importante l'andamento della temperatura estiva. Anche in inverni con abbondanza di precipitazioni (ad esempio il 2013-14 con quasi 9 metri di neve a Passo Rolle) e spessori importanti anche agli inizi di luglio (ben oltre i 3 metri di neve compatta sul fronte prossimo al lago della Fradusta), si è visto che a fine settembre gran parte della protezione offerta dalla neve era scomparsa. Questo chiaramente indica che la tendenza all'aumento delle temperature non può essere mitigata da una analoga tendenza all'incremento nelle precipitazioni nevose invernali (sempre ammesso che questa effettivamente si verifichi).

Numerose sono le stazioni meteo che si localizzano attorno al gruppo delle Pale. Nella parte trentina troviamo: Passo Rolle, San Martino di Castrozza, Tonadico, Pradidali (in Val Canali), Passo Cereda; in Regione Veneto sono attive le stazioni di Gosaldo, Taibon Agordino, Canale d'Agordo, Passo Valles. Per una analisi di tipo idrogeologico sulla "spugna" rappresentata dall'Altopiano delle Pale di San Martino, sono indispensabili i dati di tutte le stazioni, ma per valutare i ghiacciai della parte trentina sono sufficienti quelle stazioni che hanno un lungo periodo di rilevamento dati (e risultano attive alla fine del 2016) e sono poste nelle vicinanze dei ghiacciai.

Le due stazioni meteorologiche che vengono prese in considerazione sono: Passo Rolle distante circa 3 chilometri in linea d'aria e ad una quota di 450 metri inferiore a quella del ghiacciaio del Travignolo e San Martino di Castrozza a 5 chilometri e 1200 m più in basso rispetto al ghiacciaio della Fradusta. A queste, per il periodo precedente il 1900 e solo per le precipitazioni nevose, viene aggiunta la stazione di Paneveggio. Per gli anni successivi al 2000, grazie alla collaborazione della Provincia di Trento, sono divenuti disponibili anche i valori rilevati presso la stazione di arrivo della funivia della Rosetta (che però ha registrato in modo discontinuo solo nel 2005) e Fradusta; a queste si è aggiunta nel 2014 quella del Rifugio Rosetta gestita dall'Associazione Meteo Triveneto. La situazione ideale per l'analisi dei dati meteo in un'area definita è quella per cui nelle vicinanze è presente una stazione meteorologica completa e detta stazione è facilmente raggiungibile per poter misurare anche gli spessori della neve caduta in ogni singolo evento.

È evidente che nel nostro caso, almeno per quanto riguarda l'Altopiano delle Pale di San Martino (ma anche lo stesso ghiacciaio del Travignolo), questa situazione ottimale non si verifica ed i dati termometrici di riferimento per il periodo ante 2011 (anno di inizio di funzionamento della stazione Fradusta)

devono giocoforza essere desunti applicando una regressione lineare alle temperature rilevate. Si è pertanto valutato, confrontando i valori negli anni in cui esistono dati nelle due stazioni, quale fosse il coefficiente regressivo (diminuzione della temperatura all'aumentare della quota) tra Passo Rolle e la Fradusta. Una volta noto questo coefficiente, che in letteratura è posto a $0,55^{\circ}\text{C}$ ogni 100 m di quota e che nel nostro caso vale $0,67^{\circ}\text{C}$, si sono potute stimare le temperatura anche nei periodi in cui non si sono verificate sovrapposizioni nei dati misurati.

Un ragionamento simile può essere applicato anche alle precipitazioni nevose: in questo caso però oltre che con l'assenza della stazione in quota, ci si scontra anche con la mancanza di dati di spessore giornaliero (o almeno settimanale) nel periodo ante 1985. Per le stazioni di Passo Rolle e San Martino di Castrozza sono infatti disponibili dal 1924 solo valori mensili mentre misurazioni più precise sono pubblicate dal 1985 per San Martino e dal 1995 per Passo Rolle. La stazione di Paneveggio (a quota 1521 con una cumulata di neve al suolo annuale media pari a 329 cm) raccoglie i dati annuali tra il 1897 ed il 1906, mensili dall'inverno 1906-1907, giornaliere dall'inverno 1981-1982.

L'analisi climatica che verrà effettuata nei capitoli successivi si basa sullo studio dei dati riferiti al solo periodo estivo (primo Giugno - trenta Settembre) per le temperature in quanto si ritiene che ai fini dello studio sui ghiacciai

	Quota	Precipitazione media annua	Temperatura media annua minima	Temperatura media annua massima	Cumulata neve al suolo media annua
Passo Rolle	2002	1308	-1.3	7.0	461
San Martino	1456	1425	+0.1	11.4	272
Fradusta ¹	2700	Non disponibile	-5.8	2.5	Non disponibile



Stazione Passo Rolle.

¹ I valori di temperatura per la stazione Fradusta sono desunti applicando un fattore di regressione pari a $0,65^{\circ}\text{C}$ ogni 100 m di quota.



Stazione San Martino.

delle Pale questo sia il periodo di maggior interesse: occasionali temperature sopra lo 0°C in maggio od ottobre, sono appunto fenomeni occasionali e situazioni anomale come quelle dell'autunno 2015 (temperature di 20°C a San Martino nella prima decade di novembre) dovrebbero rappresentare l'eccezione e non la regola. Per le precipitazioni nevose si farà riferimento al periodo in cui si verificano le precipitazioni solide ed in cui queste sono misurate e pertanto, in quasi tutti i casi, al periodo Novembre - Aprile.



Stazione Fradusta.

Capitolo VI

Gli ultimi anni del Diciannovesimo secolo

La scelta di iniziare questa analisi storico-morfologica dalla fine del 1800 è motivata da due fattori: in questo periodo iniziano ad essere raccolti dati di precipitazione nevosa e, soprattutto, prende fortemente piede l'esplorazione non solo alpinistica/fotografica delle Pale di San Martino.

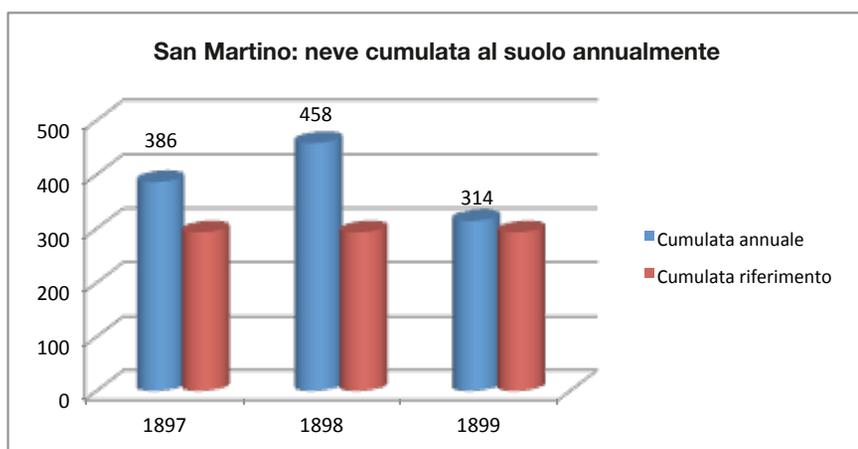
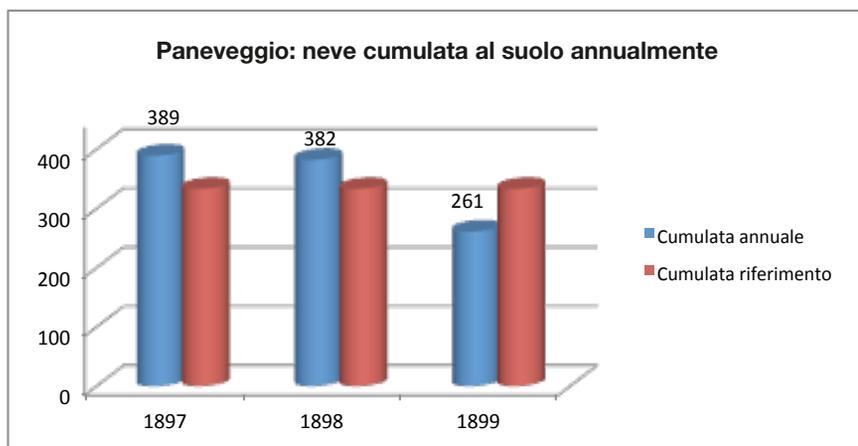
Il passaggio in zona di alcuni importanti fotografi quali T. Wund, G.B. Unterveger, G. D'Anna, F. Unterberger, J. Ammon fa sì che vengano pubblicate e diffuse immagini che ritraggono inizialmente il Travignolo e successivamente anche la Pala di San Martino e la Fradusta: queste fotografie sono importantissime per "congelare" la situazione dei ghiacciai a fine secolo e riconoscere quei cambiamenti morfologici che sono connessi allo scioglimento dei ghiacciai.

È bene ricordare che in questo secolo la meteorologia come scienza, pur avendo preso piede da anni (si pensi solo ai tanti studi del prof. Pietro Busin – climatologo primierotto di grande fama, ma che ahimè in patria è stato dimenticato), non si basa sullo studio di molti dati in quanto le stazioni meteorologiche sono poche e, se pensate ai nostri fini, molto mal distribuite; è per questa ragione che l'iconografia assume un ruolo fondamentale nel documentare quasi anno per anno i cambiamenti nei panorami glaciali. Prima di addentrarci nell'analisi climatica del periodo, è importante puntualizzare che la fine del 1800 coincide anche con i primi anni post Piccola Età Glaciale (che convenzionalmente viene fatta terminare nel 1850) e che prima della penultima decade del secolo, specificatamente nel 1878, M. A. Negrelli parlando di Fiera di Primiero dice che il mese di dicembre era stato "mese cattivissimo. Poco sole, freddo a 9 gradi e più, neve e, sul finire, scirocco e pioggia. Il 20 cadde in Rolle una valanga che ammazzò un cavallo di Siror ed un uomo di Mezzano"; in questo periodo si sono verificate almeno tre alluvioni (1882 - 1885 - 1889) molto importanti e che sicuramente una di queste, quella del settembre 1882, ha una dinamica che prevede abbondanti nevicate in montagna e successivo rapido scioglimento (non è dato però sapere fino a che quota). Sempre da scritti d'epoca, in questo caso di Denza nel Bollettino CAI del 1888, veniamo a sapere che il mese di febbraio di quest'anno fu particolarmente nevoso con oltre due metri e mezzo di neve caduta e che nel Primiero si verificarono 33 valanghe che distrussero 21 di quelle che dal Denza vengono definite "capanne" con un danno, principalmente per il Comune di Mezzano, di 81.815 lire dell'epoca (equivalenti a parecchi milioni di Euro attuali).

È pertanto possibile che parte delle nevi sia rimasta alle quote più alte creando condizioni di copertura (protezione) dei ghiacciai anche per gli anni successivi. Da alcune note in scritti del tempo sembra pertanto che ci siano ancora degli strascichi della Piccola Età Glaciale mentre leggendone altri sembra comunque di trovarsi di fronte all'inizio di quei cambiamenti nel clima che si manifesteranno in tutta la loro intensità e che subiranno una brusca accelerazione verso la fine del secolo successivo.

Ritornando ai dati di precipitazione disponibili, esistono due stazioni in prossimità dell'Altipiano in cui vengono raccolti valori, San Martino di Castrozza e Paneveggio: entrambe però annotano fino al 1905 solo la quantità totale

di neve caduta nell'anno solare: l'indicazione fornita è comunque quella di annate abbastanza nevose in quanto a Paneveggio due su tre valori disponibili superano abbondantemente la media (333 cm, valore ricavato per il trentennio di riferimento 1961-1990) mentre il terzo vi si approssima. Anche a San Martino le precipitazioni sono abbondanti ed anzi tutti tre gli anni disponibili registrano una quantità di neve al suolo superiore alla media (cm 277). Nella stampa locale non si segnalano particolari anomalie climatiche: il 1897 viene però ricordato come anno di valanghe, mentre i due successivi non mostrano precipitazioni e temperature differenti dalla normalità stagionale invernale.



Come ricordato in precedenza in questi anni inizia l'esplorazione fotografica delle Pale di San Martino: le fotografie che seguono sono particolari tratti da quelle scattate da Fr. Unterberger, T. Wund¹ e G. D'Anna² e sono state realizzate rispettivamente nel 1890, 1892 e 1895.

¹ T. WUND - Die Besteigung des Cimone della Pala – Biblioteca SAT Trento.

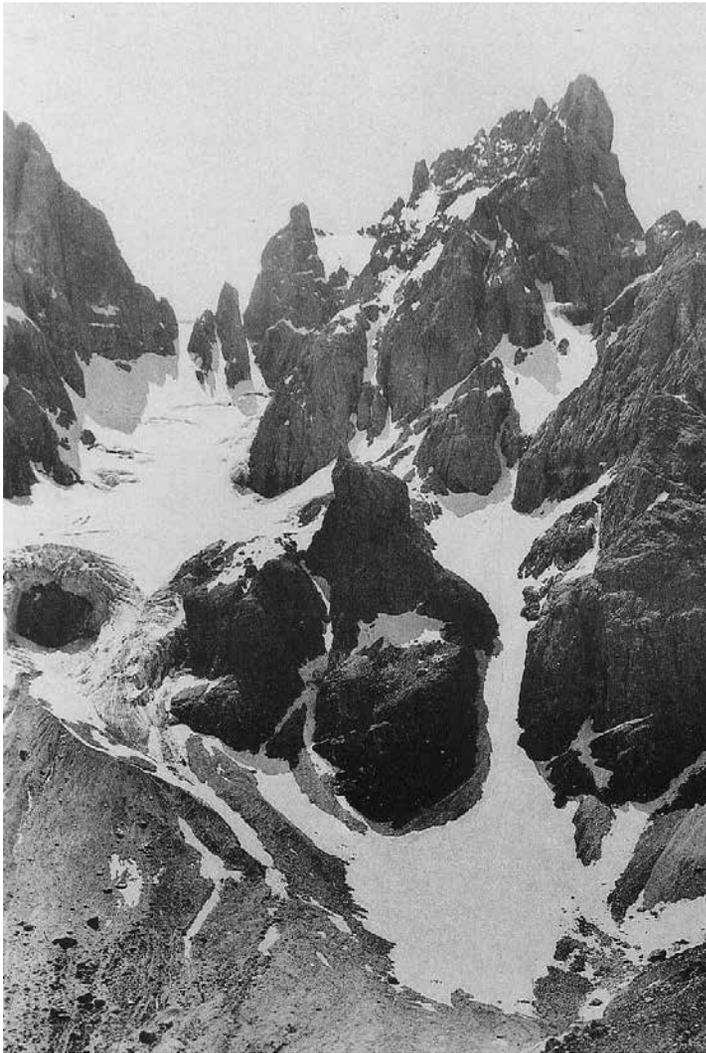
² G. D'Anna - Dal Garda alle Dolomiti – Salvatore Rizzo – Maurizio Casagrande, pag. 278



Ghiacciaio del Travignolo. Particolare della fotografia realizzata da F. D'Anna nel 1890. È interessante notare come lo sperone centrale sia completamente circondato e coperto dal ghiaccio. (Archivio Luciano Zagonel).



Ghiacciaio del Travignolo. Nella foto di Unterberger del 1892 non compaiono grandi differenze rispetto a quella di due anni prima. Una piccola diminuzione nello spessore è visibile nel nevaio sulla sinistra della Vezzana ma la differenza potrebbe essere attribuita alla diversa stagione in cui è stata scattata la fotografia. (Archivio Luciano Zagonel).



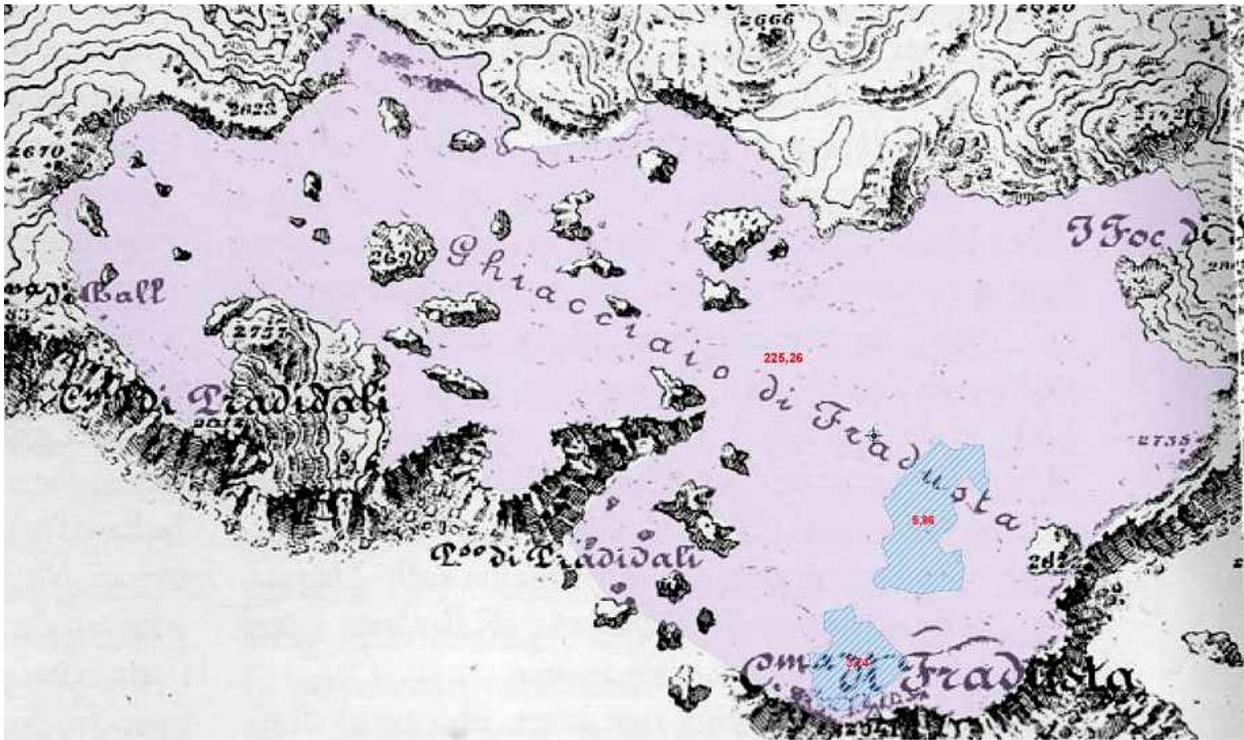
La fotografia di T. Wund del 1895 è forse la più interessante in quanto lo sperone centrale è molto ben visibile ed è ritratto quasi frontalmente: ciò ha permesso di stimare sia la sua altezza che quella del ghiaccio sovrastante. (Archivio Biblioteca SAT – Trento).

tari) non erano estremamente dettagliate.

Tralasciando l'Atlas Tyrolensis di Peter Anich risalente al 1774 in cui viene grossolanamente indicato il ghiacciaio del Travignolo ma non gli altri (e ciò appare abbastanza logico se si pensa che l'esplorazione alpina risale al secolo successivo e pertanto era impossibile conoscere l'esistenza di altri ghiacciai visibili solo dalle quote elevate), la prima restituzione cartografica che è stata rinvenuta è una tavoletta IGM del 1888: in essa compare il ghiacciaio della Fradusta mentre quello del Travignolo è poco definito. La Fradusta, secondo il cartografo dell'epoca, ha un'estensione veramente notevole (stimata in 226 ettari) ed il corpo del ghiacciaio occupa sia l'attuale area sia parte di altipiano a Nord-Ovest fino a circa 1 chilometro in linea d'aria dal Rifugio Rosetta (ora la distanza è prossima a 3 chilometri).

In definitiva da tutte tre le fotografie si evidenzia come la parte alta della valle del Travignolo sia ben coperta da ghiaccio e come lo sperone centrale sia circondato e sormontato dal ghiaccio; in nessuna delle fotografie si distingue una linea d'ablazione netta e sembra quasi che il limite dello scioglimento sia inferiore allo sperone centrale (fatto questo abbastanza probabile in quanto è sempre bene ricordarsi che la Piccola Età Glaciale è appena terminata). Utilizzando la fotografia di Wund è stato possibile calcolare, per confronto con l'altezza dello sperone, lo spessore del ghiaccio che sormontava lo stesso nel 1892: la stima, perché di questo si tratta e nulla più, ha portato ad un valore prossimo ai trenta metri. Ora non solo il ghiaccio non sormonta più lo sperone, ma anzi la fronte del ghiacciaio è arretrata di circa 150 metri.

Se analizziamo il problema non dal punto di vista fotografico ma cartografico notiamo che la situazione è abbastanza complessa e le informazioni lacunose: infatti l'Altipiano delle Pale ricadeva parte nel territorio dell'Impero Austrungarico e parte nel Regno d'Italia, e pertanto il confine era un'area in cui le cartografie (sia per problemi oggettivi nella loro rilevazione ma anche, probabilmente, per motivi mili-



La fotografia di T. Wund evidenzia bene quello che compare anche nella cartografia IGM del 1888, ovvero come una parte dell'Altipiano delle Pale (il pendio tra la Cima di Roda e Cima delle Scarpe) fosse a quel tempo coperta da ghiaccio o comunque da neve compatta: è bene però sempre

Particolare della Cartografia IGM del 1888 in cui è ritratta quella parte d'Altopiano che comprende anche il ghiacciaio della Fradusta.



Nella fotografia di T.Wund del 1895 scattata dal Cimone della Pala, la Fradusta compare sulla sinistra in lontananza ed appare come un plateau bianco che ricopre completamente quella che ora è l'area delle doline.

ricordare che non tutta la parte imbiancata corrisponde al ghiacciaio e che probabilmente una buona percentuale “dell’area bianca” altro non è formata che da nevai temporanei e questo soprattutto in quelle parti dell’immagine che appaiono più accidentate. Nella fotografia è importante notare come il ghiacciaio sormonti e nasconda tutta quella parte rocciosa che forma ora la parete est dell’anfiteatro della dolina della Fradusta e come il ghiaccio, che deborda nella sottostante Val Pradidali, lasci spuntare solamente una piccola cretina nella parte sommitale della cima.

Una tra le tante curiosità che vale la pena di ricordare, legata al ghiaccio ed ai ghiacciai, è quella relativa alla conservazione degli alimenti negli alberghi di San Martino di Castrozza: data l’assenza di corrente elettrica gli impianti di conservazione delle merci deperibili erano locali in cui la temperatura era mantenuta bassa da blocchi di ghiaccio. Una bella spiegazione di come funzionasse il sistema ci viene fornita dal quotidiano Alto Adige del 26 maggio 1893 nella descrizione delle cantine della Birreria Valserena fatta da Autore sconosciuto: “Le cantine sono opere importanti. Si accede dalla parte settentrionale del fabbricato; accesi i lumi e compiuta la discesa della prima scala, si entra nella cantina numero uno, successivamente nelle altre quattro, sempre scendendo altre gradinate fino a che nell’ultima la temperatura arriva costantemente a soli 2 gradi sopra lo zero. Costosissima ne è la costruzione, poiché i volti sono tutti coperti di zinco ed hanno l’armatura di sostegno in larice, e sopra uno strato di ghiaccio di oltre un metro.” Il ghiaccio, stando ai racconti della figlia prima gestrice dell’Hotel Plank – Maria Plank – veniva prelevato in Val Venegia (dal ghiacciaio del Travignolo) e trasportato a San Martino ma anche a Fiera di Primiero con i carri.

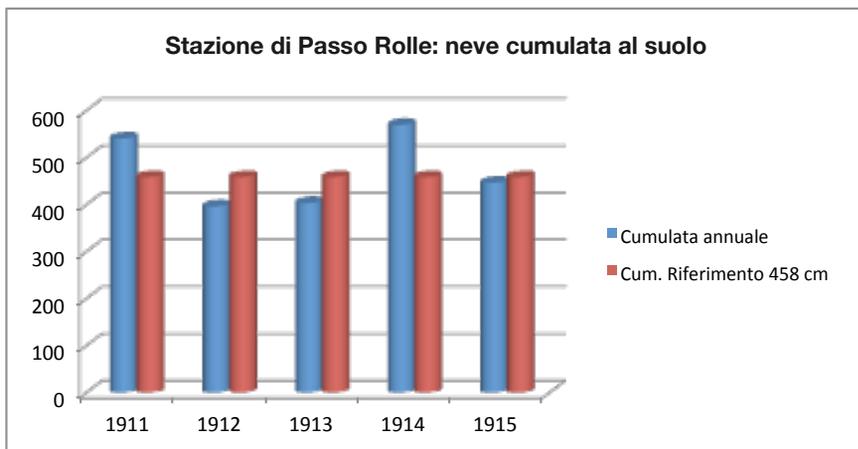
In definitiva gli ultimi 10 – 20 anni del 1800 sono caratterizzati climaticamente da precipitazioni nevose complessivamente maggiori rispetto alla media e questo fatto fa sì che gli ammassi glaciali, in cui probabilmente è già iniziato il processo di regressione, siano comunque ben alimentati.

Capitolo VII

Dal 1900 ai giorni nostri

Gli anni compresi tra il 1900 ed il 1919

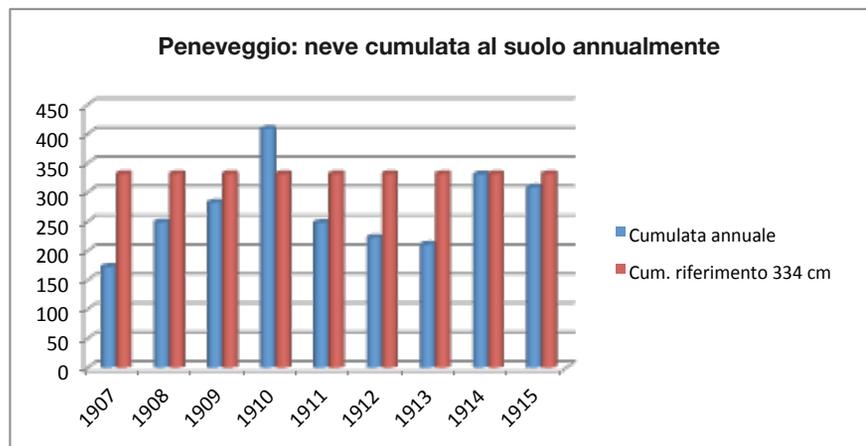
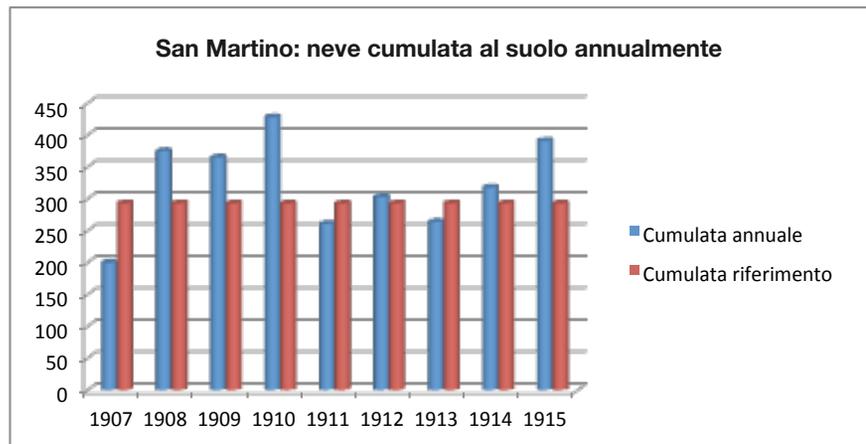
In questo ventennio è attiva, oltre a quelle di Paneveggio e San Martino, un'altra stazione che registra le precipitazioni: Passo Rolle. Come è da attendersi, dopo un inizio di raccolta di valori abbastanza estesa e costante, nel periodo bellico ed in quello immediatamente successivo i dati sono assenti. A differenza del periodo precedente, anche se per pochi anni (a Passo Rolle 1911 - 1915 mentre a San Martino 1907 - 1914 e Paneveggio 1907 - 1915), sono registrate mensilmente le precipitazioni nevose cumulate: ciò permette di ragionare non più sui totali annuali, ma su quelli dell'inverno; per tale motivo il paragone tra il decennio considerato ed il trentennio di riferimento viene fatto variando la cumulata al suolo rispetto al periodo precedentemente analizzato in cui, per forza di cose, erano disponibili solo dati di neve caduta nell'anno solare.



A Passo Rolle, nel periodo 1911 - 1915, si registrano precipitazioni nevose che variano abbastanza sensibilmente rispetto alla media del trentennio di riferimento che è 458 cm: i valori oscillano infatti dai quasi 5,70 metri dell'inverno 1913 - 14 ai 4,0 metri di quello del 1911 - 12.

A San Martino, che ha registrato una serie di dati leggermente più lunga - dal 1907 al 1914 - l'altezza cumulata supera la media (276 cm) per cinque anni e ne è inferiore per tre: i valori massimi si registrano nell'inverno 1909-1910 con 4,3 metri, mentre quello minimo si verifica nell'inverno 1906-1907 con 2 metri.

A Paneveggio, come a San Martino, la neve cumulata al suolo viene calcolata per poco meno del decennio. A differenza delle due stazioni precedenti, Paneveggio si caratterizza per una minor quantità di neve caduta negli inverni tra il 1907 ed il 1915: infatti solo l'inverno 1909 - 1910 supera con 4,10 metri la media del periodo di riferimento (3,34 metri) mentre tutti gli altri sono abbondantemente sotto il valore soglia, addirittura del 52% nel 1907.



Purtroppo non sono disponibili i dati di precipitazione nevosa nell'anno 1916 che viene ricordato come uno tra i più nevosi del secolo e che causò numerosissime vittime tra i soldati a causa delle tante valanghe staccatesi un po' da tutti i pendii: è noto però che l'altezza della neve complessivamente caduta superò di gran lunga quella del secondo inverno più nevoso, ovvero quello del 1951 (11 metri a Passo Rolle, 4 metri a Paneveggio, 3,40 a San Martino). In misura del tutto analoga mancano anche i dati sia di temperatura che di precipitazione per l'intero periodo: la rilevazione inizierà solo nel 1921 su entrambe le stazioni di San Martino di Castrozza e Passo Rolle.

In questo ventennio lo stato dei ghiacciai può essere ancora giudicato buono: nelle fotografie che seguono non appaiono infatti ancora quelle diverse cromie nella roccia (le *trim lines*), sintomo di ritiri del ghiaccio e scopertura di substrati che erano stati protetti dalle radiazioni solari e dalle intemperie sicuramente dall'inizio della Piccola Età Glaciale.

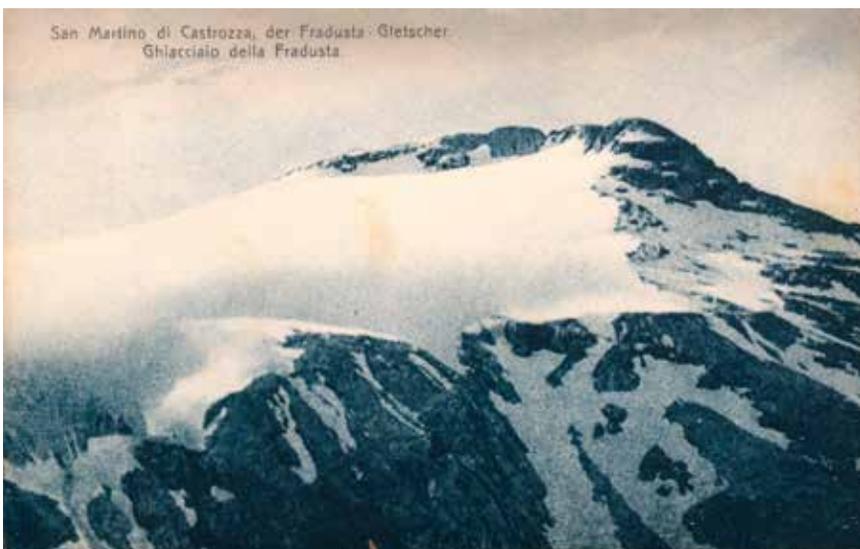
Le cartografie d'epoca confermano quanto supposto con l'analisi fotografica. La prima immagine rinvenuta è un estratto del libretto *Handbuch für Reisende* di Karl Baedeker stampato a Leipzig nel 1908.



Nella fotografia scattata da Unter-veger il ghiacciaio del Travignolo colma molto bene la valle compresa tra il Cimone e la Vezzana: il ghiaccio pare addirittura circondare completamente lo sperone roccioso centrale. La copertura nevosa, nonostante la fotografia sia stata effettuata in periodo estivo (i pascoli sono privi di neve), è pressoché completa.

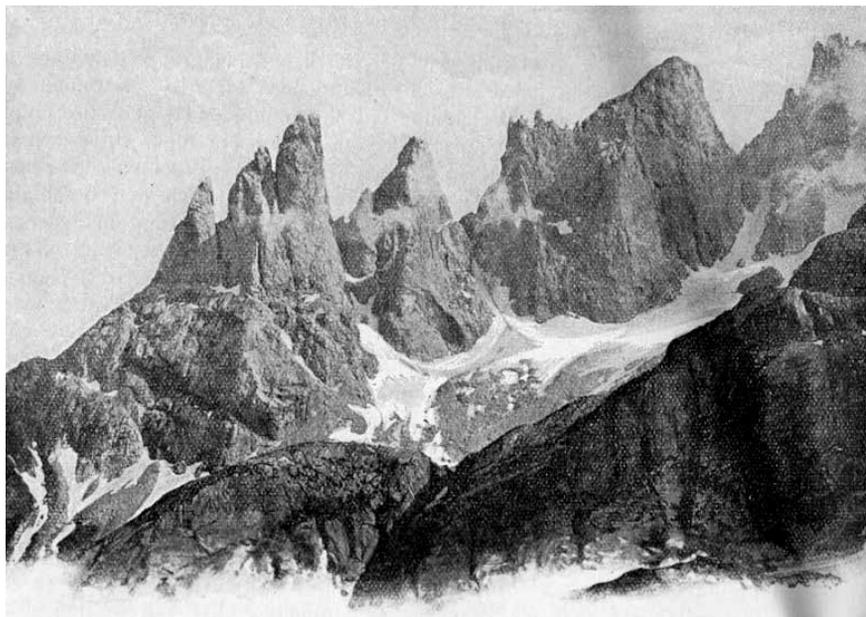


Il ghiacciaio della Pala, la fotografia è di Sebastiano Gadenz (archivio Giacomo Simion), riempie la stretta valle a nord della cima. Il ghiaccio appare molto esteso ed occupa una superficie stimabile in 17 ettari circa.



Il ghiacciaio della Fradusta, nella fotografia di Amond del 1906, è ben strutturato. Il taglio dato all'immagine non è tale da permettere di capire se sia già emersa la falesia orientale; è però evidente che parte del ghiacciaio deborda nella valle del Pradidali, fatto questo che non si verifica più dal 1980 facendo sì che, almeno dal punto di vista dell'idrologia superficiale, la Fradusta non ricada più nel bacino orografico del Torrente Cison. (Archivio Marco Toffol).

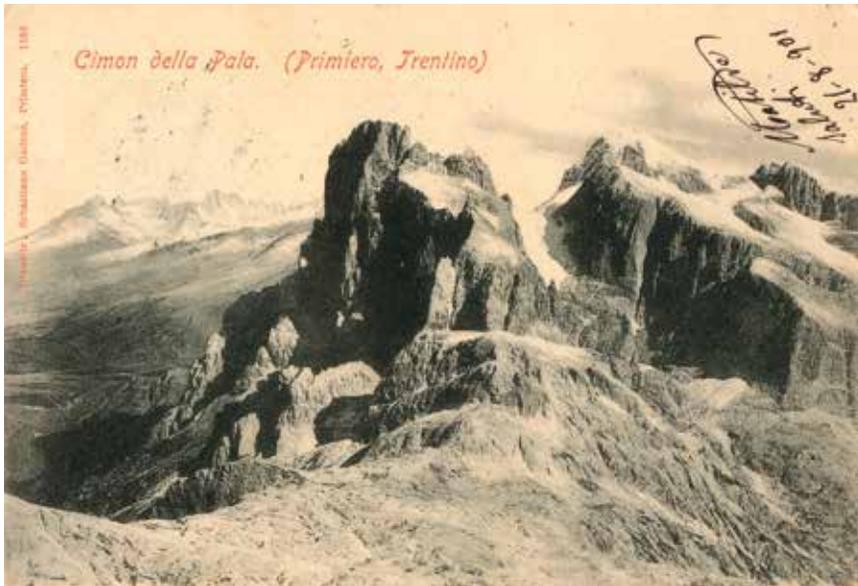
La prima immagine del ghiacciaio del Focobon risale al 1908 ed ha, purtroppo, una qualità abbastanza scadente. L'immagine però documenta come il ghiacciaio fosse ben sviluppato ed andasse ad occupare tutto l'avvallamento a valle del rifugio Volpi.



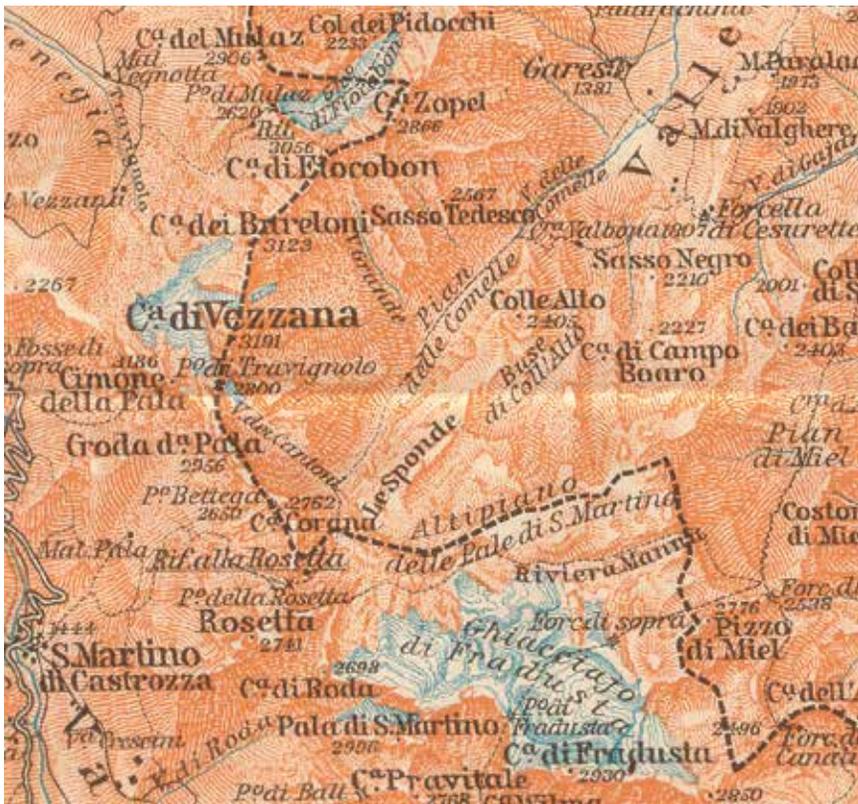
Nella fotografia del Travignolo (conservata nell'archivio della signora Maria Bandarin) il ghiacciaio appare in parte scoperto dalla neve, segno che la fotografia è tardo estiva se non autunnale. Lo sperone centrale è ben racchiuso dal ghiaccio che lo circonda completamente (anche a valle). La linea di ablazione pare raggiungere la quota sommitale dello sperone e superarla di alcuni metri. Importante nell'immagine è anche l'area occupata dal nevaio che si crea nel canale della parete nord del Cimone: attualmente questo nevaio è quasi estinto.



Nella tavoletta del 1919 redatta dall'Istituto Geografico Militare il ghiacciaio del Travignolo non è molto ben distinguibile (e per tale motivo si ritiene di non riprodurla in questo libro) e sembra quasi che lo sperone roccioso sia completamente circondato dal ghiaccio, cosa che effettivamente si riscontra nelle fotografie precedentemente analizzate. In definitiva nel ventennio che va dal 1900 al 1919 la situazione dei ghiac-



Fotografia estiva (manca completamente la neve sull'Altipiano) della Val dei Cantoni: la superficie, da quanto è intuibile, appare estesa e la massa dovrebbe raggiungere la quota 2700. Se si paragona la fotografia con quella inclusa nel capitolo 2, appare evidente come il ritiro della massa glaciale sia stato anche in questo caso imponente.



Questo libretto conteneva in origine una serie di cartografie in scala 1:50.000 e da una di queste è stato estratto il particolare che comprende sia il ghiacciaio della Fradusta che quelli del Travignolo e del Focobon. Nella cartografia compaiono anche il ghiacciaio della Val dei Cantoni e quello della Pala di San Martino.

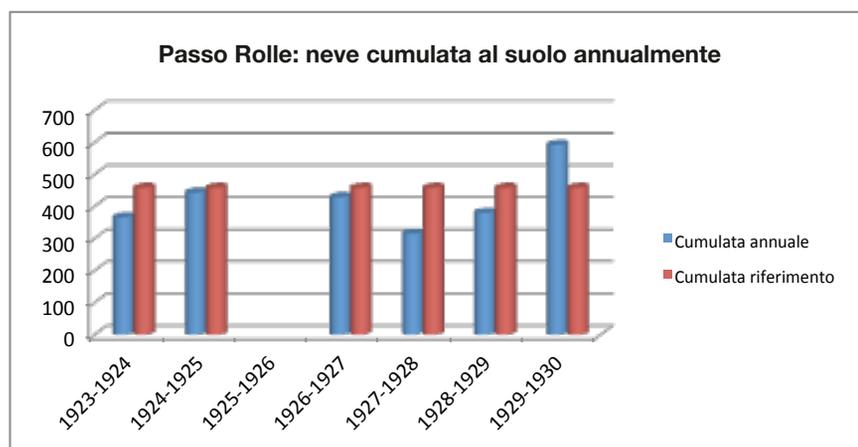
ciati, vuoi per le abbondanti precipitazioni nevose che si verificano (quasi tutti i valori sono superiori alla media del trentennio di riferimento), sono in buone condizioni ed il fenomeno di arretramento che verrà evidenziato da Castiglioni già nel 1925 non appare ancora in atto, o se lo è, lo è in modo poco percettibile.

Gli anni compresi tra il 1921 ed il 1930

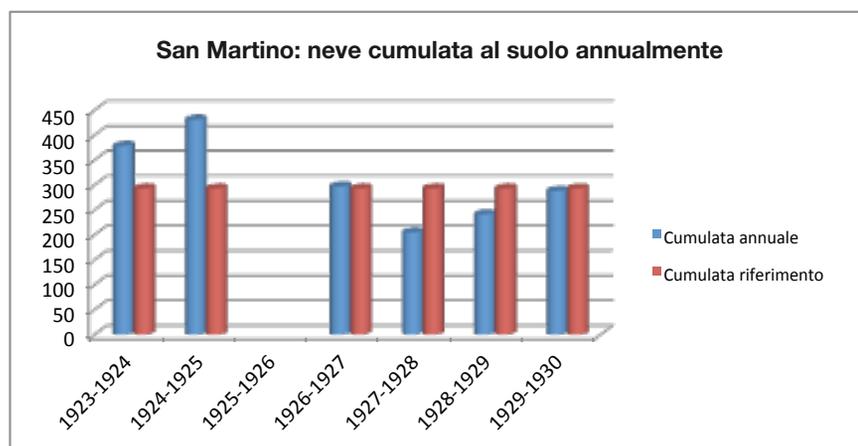
Superata la fase bellica e passato il Primo allo stato italiano, vengono installate ex novo o rimesse in funzione alcune stazioni meteorologiche tra cui quelle di San Martino di Castrozza e Passo Rolle.

Le precipitazioni nevose

La stazione di Paneveggio, purtroppo, rimane in funzione un solo inverno (quello 1926-1927) registrando una cumulata di 240 centimetri, inferiore di circa un metro rispetto al valore medio (334 cm) del trentennio di riferimento. A Passo Rolle, se si esclude l'inverno 1924-1925 in cui le cumulate sono quasi uguali, tutti gli altri inverni vedono precipitazioni nevose inferiori a quelle del trentennio di riferimento.



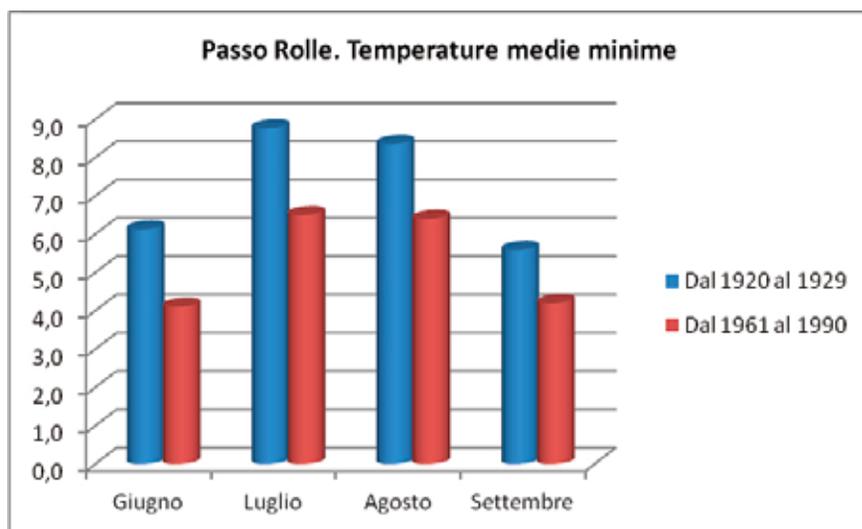
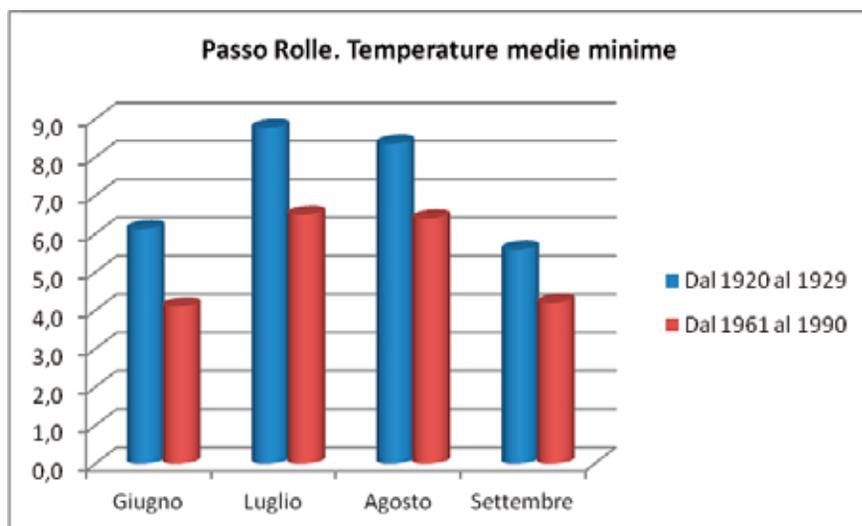
Che sia nevicato poco è anche testimoniato dalla differenza nel numero dei giorni nevosi (ovvero quelli in cui l'altezza misurata di neve fresca al suolo supera il centimetro): la media del decennio è di 22 giorni per inverno contro i 48 del periodo di riferimento.



Anche la stazione di San Martino di Castrozza fornisce dati per solo cinque dei dieci anni considerati in questo capitolo. A differenza di quanto accade a Passo Rolle però tre dei cinque inverni hanno cumulate superiori alla media, due se ne avvicinano; il numero di giorni nevosi è pari a 16 contro i 24 del trentennio 1961 - 1990, indicando con ciò che se le precipitazioni sono meno numerose, al contempo risultano più intense.

Le temperature medie mensili del periodo estivo

Le temperature nel quinquennio in cui sono raccolti i dati a Passo Rolle certificano che gli anni immediatamente dopo la Prima Guerra mondiale sono anni “caldi” con temperature medie minime estive (Giugno - Settembre) superiori di 1.4 e fino a 2.3 gradi rispetto al periodo 1961-1990, mentre le massime ne sono inferiori da 0.6 a 1.1 °C. Il fatto che siamo di



fronte ad un periodo caldo viene anche confermato dal numero di giorni estivi: se si escludono i due mesi di settembre 1926 e 1928, rispettivamente con 2 e 5 giorni con temperature minime inferiori allo 0°C, le estati dal 1925 al 1929 si caratterizzano per una continuità di valori superiori a 0°C. Anche la stazione di San Martino registra temperature minime decisamente superiori a quelle del trentennio 1961-1990: i superamenti avvengono per valori tra 1,4 e 2,3°C. Analizzando il numero di giorni estivi si può notare come il 1925 ed il 1928, rispettivamente con 25 e 28 giorni estivi, non raggiungano la completezza della serie, mentre gli altri tre anni si caratterizzano per una continuità di valori superiori a 0°C.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

A San Martino l'estate nel decennio 1920 – 1929, con i suoi 45 giorni medi di pioggia (il 37% dei 122 totali), risulta leggermente meno piovosa rispetto al trentennio di riferimento (mediamente 48 giornate): fa eccezione il mese di settembre durante il quale i 10 giorni piovosi del decennio superano di due unità gli 8 del trentennio.

A Passo Rolle la situazione si inverte con un decennio più piovoso rispetto al trentennio (48 giorni contro i 46).

I ghiacciai

A fronte di inverni non molto nevosi e di estati calde, i ghiacciai subiscono una regressione che però è di difficile quantificazione mancando misurazioni topografiche di precisione: questa assenza di definizione del dato è dovuta, come annota Castiglioni¹ all'inizio della sua pubblicazione sui ghiacciai dolomiti “... le osservazioni raccolte saltuariamente nelle ultime estati,



Particolare della cartografia IGM del 1919. Da notare la somiglianza con quella del 1888.

¹ B. CASTIGLIONI – Alcuni ghiacciai nelle Dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico – Estratto dal Bollettino del Club Alpino Italiano Volume XLII n.75 anno 1925

purtroppo molto spesso avversate dalle condizioni atmosferiche o dalle in-tempestive nevicate ricoprenti uniformemente tutte le forme del paesaggio”. Queste coperture nevose di disturbo potrebbero essere alla base delle notevoli estensioni che vengono assegnate ai ghiacciai sulla cartografia IGM del 1919 di cui si riporta l’estratto della zona della Fradusta.

Questa cartografia è molto simile a quella del 1888 facendo presupporre che l’aggiornamento possa anche non essere stato effettuato.

Dal punto di vista glaciologico il decennio 1920-1929, nonostante sia caratterizzato da temperature mediamente alte e da precipitazioni nevose contenute, non presenta grandissime perdite di superficie o spessore negli ammassi glaciali: analizzando le foto riportate in seguito si nota comunque come esista una certa ablazione differenziale che pare colpire più il ghiacciaio della Pala che quello del Travignolo (ma anche in questo caso il dato va preso con le molle dato che stiamo parlando di fotografie).

In tutte le fotografie fin qui mostrate sia il ghiacciaio della Pala sia quelli del Travignolo e della Fradusta appaiono sgomberi dal detrito. Questo fatto potrebbe essere legato a due fenomeni: l’assenza di crolli superiori (ovvero la resisten-

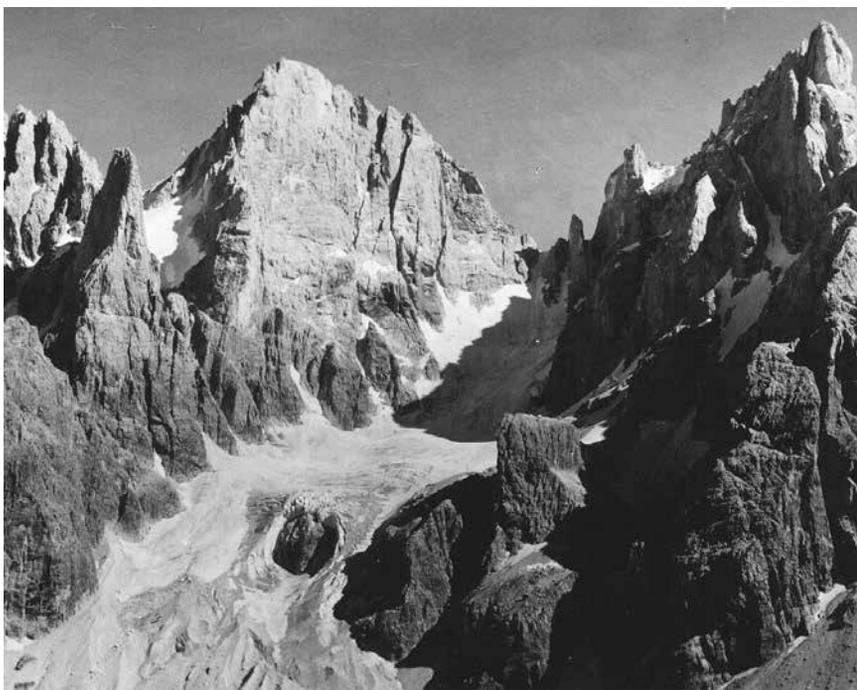


Nella fotografia di Leo Baehrendt risalente al 1930 il ghiacciaio della Pala è dotato di una lingua frontale che raggiunge quasi le serpentine del sentiero per il Passo di Ball, ovvero la quota di quasi 2300 m. L’ablazione potrebbe attestarsi attorno alla quota 2450.

Particolare di una fotografia di Tommaso Forin del 1930 rinvenuta su Internet. Si può notare come nel ghiacciaio della Fradusta inizi a comparire la falesia orientale sintomo di una ablazione abbastanza intensa.



Cartolina di Nanni Gadenz del 1930: il ghiacciaio del Travignolo sembra spingersi fino a quota 2250 cingendo quasi completamente lo sperone centrale. Dalla foto si intuisce come l'ablazione abbia raggiunto la quota di 2300, ovvero come la parte di ghiaccio non protetto dalla neve superi ormai lo sperone.



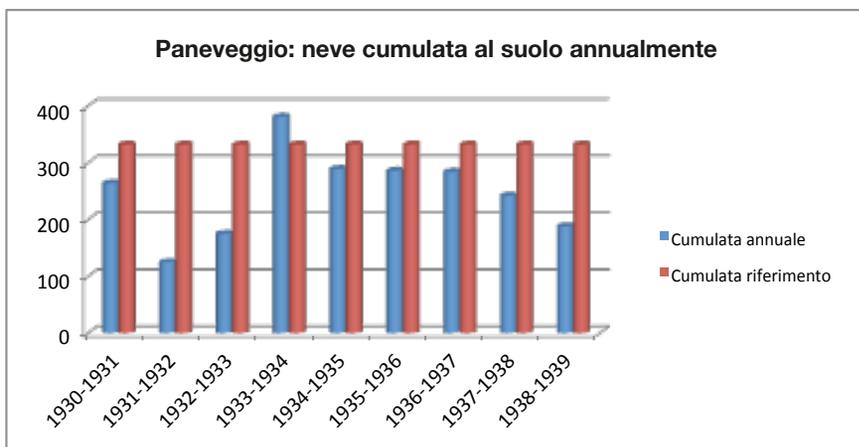
za del permafrost), oppure una sufficiente copertura invernale che nasconde il detrito accumulatosi l'anno precedente. Analizzando il ghiaccio profondo dove risulta essere visibile (in particolare sul fronte della Fradusta ma anche su quello del Travignolo), si nota come sia inglobato pochissimo detrito facendo supporre che la ridotta copertura ghiaioso-sassosa sia dovuta alla mancanza di fenomeni di crollo nelle pareti più che ad accumuli nevosi importanti.

Gli anni compresi tra il 1931 ed il 1940

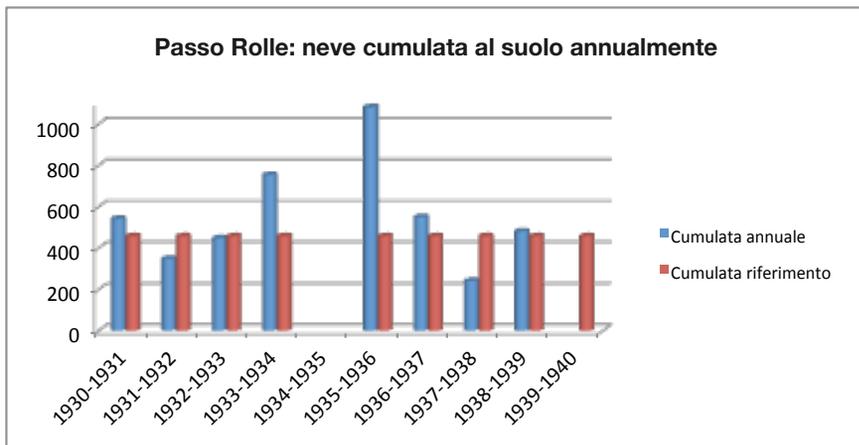
È il decennio che si conclude con l'inizio della Seconda Guerra Mondiale e risulta comprensibile come in luoghi come l'Altipiano fosse difficile salire (il Rifugio Rosetta verrà incendiato dai tedeschi che lo ritenevano una base per i partigiani) ed a maggior ragione per effettuare misurazioni glaciologiche.

Le precipitazioni nevose

A Paneveggio, se si esclude l'inverno 1933-1934 in cui la cumulata è superiore di circa 50 centimetri a quella del trentennio di riferimento, tutti gli altri inverni vedono precipitazioni nevose inferiori alla media.



A Passo Rolle invece la situazione è radicalmente opposta.

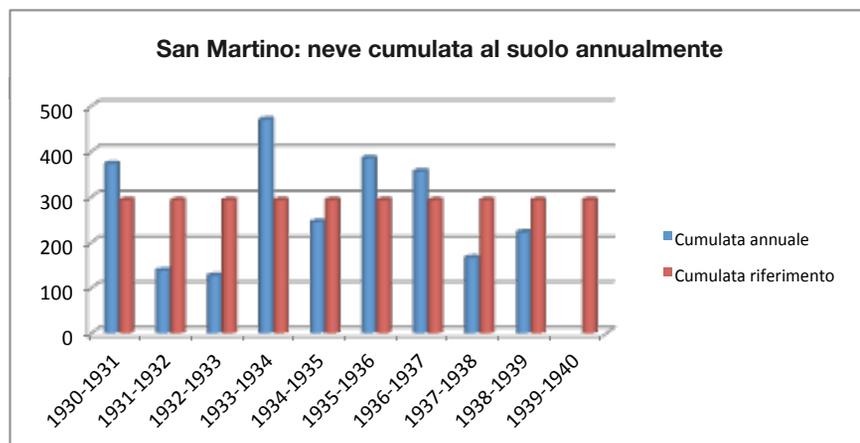


Se infatti si escludono gli inverni 1931-1932 e 1937-1938, tutte le altre stagioni registrano nevicate prossime se non superiori alla media. Spiccano gli inverni 1933-1934 con quasi tre metri di neve in più e quello 1935-1936

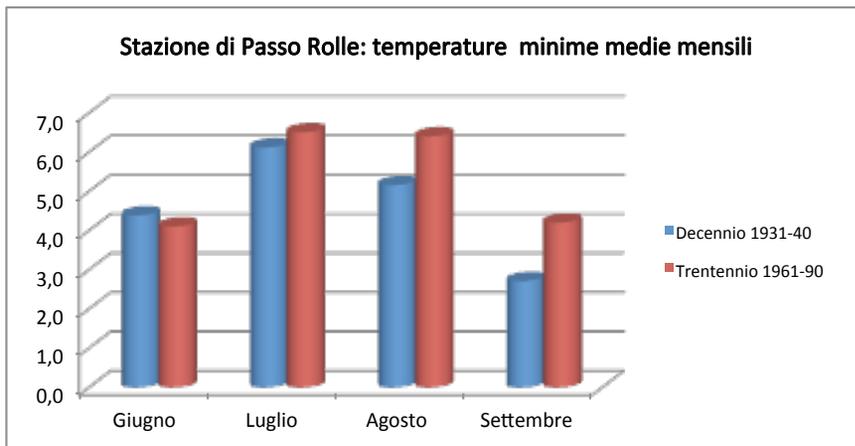
che, con oltre 10 metri di neve, più che raddoppia il quantitativo medio. In particolare nell'inverno 1935-1936 tutti i mesi segnalano precipitazioni abbondanti (raccolte nella tabella sottostante).

Mese	Cumulata	Mese	Cumulata
Ottobre 1935	30	Febbraio 1936	233
Novembre 1935	201	Marzo 1936	116
Dicembre 1935	262	Aprile 1936	135
Gennaio 1936	120	Maggio 1936	135

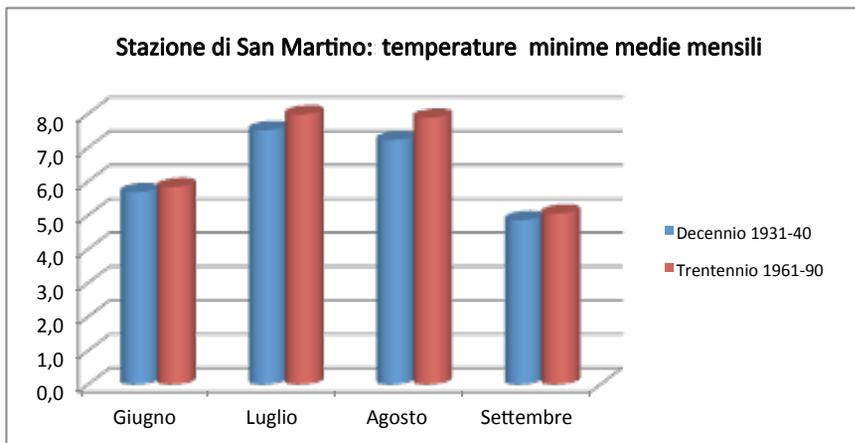
A San Martino la situazione è simile, nel senso che anche in questa località si verificano i due inverni particolarmente nevosi (1933-1934 e 1935-1936), ma mentre a Passo Rolle solo tre anni del decennio considerato certificano cumulate di neve al suolo inferiori alla media, a San Martino gli inverni poco nevosi sono cinque.



Dal punto di vista termometrico il decennio può essere considerato come un periodo relativamente freddo anche se le serie termometriche non sono complete: infatti Passo Rolle registra dati per 7 anni (mancano come a San Martino i valori degli anni tra il 1930 ed il 1932) e la stazione cessa di funzionare a fine luglio 1939 per poi riprendere a raccogliere valori nell'aprile del 1940. A Passo Rolle si registra una situazione abbastanza strana: ad esclusione di settembre la temperatura massima media mensile è sempre superiore a quella del periodo di riferimento mentre la temperatura minima media mensile è sempre inferiore ad esclusione del mese di giugno. Se si analizzano le temperature medie mensili otteniamo un mese di giugno più caldo ed un settembre più freddo, luglio ed agosto in linea con il trentennio. I giorni estivi sono rispettivamente di 1, 2 e 3 unità inferiori al periodo di riferimento per i mesi di luglio, agosto e settembre, mentre giugno con i suoi 5 giorni di ghiaccio conferma il valore del trentennio.



A San Martino di Castrozza la situazione termica è diversa: le temperature minime medie mensili sono sempre inferiori a quelle del trentennio 1961-90, ma la differenza è minima (sempre inferiore al grado); al contrario le differenze nelle temperature massime medie mensili sono spiccate raggiungendo nel caso di settembre i 2,5°C, confermando una estate fredda.



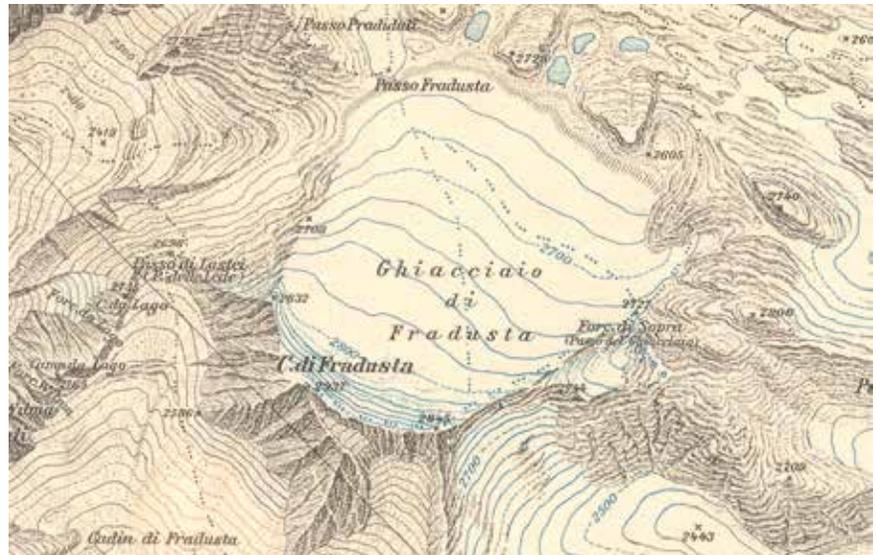
Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Dal punto di vista delle precipitazioni estive, ovvero quelle che si verificano nei mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre, a Passo Rolle si registrano piogge abbondanti (superiori ai 513 mm del trentennio) in 7 anni su 10 con punte di 953 mm nel 1937. Anche San Martino conferma il trend piovoso con 6 anni su 10 superiori alle piogge medie del trentennio.

I ghiacciai

Dal punto di vista glaciologico nel decennio si comincia a manifestare un certo ritiro testimoniato, almeno nelle fotografie, da linee di ablazione a quote superiori che nel periodo precedente.

Nel 1931 viene pubblicata la *Karte der Palagruppe*, prima vera cartografia in cui compaiono i ghiacciai in modo chiaro. Utilizzando detta carta è stato possibile quantificare le superfici glaciali con una certa precisione, confermando i 102 ettari indicati in questo periodo da Castiglioni ed altri. Come si può notare dall'immagine, la Fradusta occupa una superficie molto estesa e si spinge per oltre un chilometro nell'Altipiano occupando numerose doline e spingendo la morena frontale/laterale fin oltre il Passo Fradusta.



Particolare della *Karte der Palagruppe* in cui è ritratto il ghiacciaio della Fradusta.

Nella fotografia Gadenz risalente alla metà degli anni Trenta si inizia ad intravedere in modo abbastanza chiaro la falesia orientale. Il pendio permette ancora di raggiungere quasi direttamente la cima della Fradusta.



Fotografia della Fradusta risalente agli anni Trenta.



In questa seconda fotografia della Fradusta, scattata sempre verso la metà degli anni Trenta da Gadenz, appare in tutta evidenza come il ghiacciaio avesse pendenze estremamente contenute nella parte centrale inferiore.

Nel 1935 le misurazioni vengono effettuate da Castiglioni il quale segnala sul Bollettino “Allacciandomi, mediante una poligonale, ad un vecchio caposaldo sulle rocce di sinistra, ottenni:

Lobo destro, ritiro di 44.30 m dalla posizione 1928

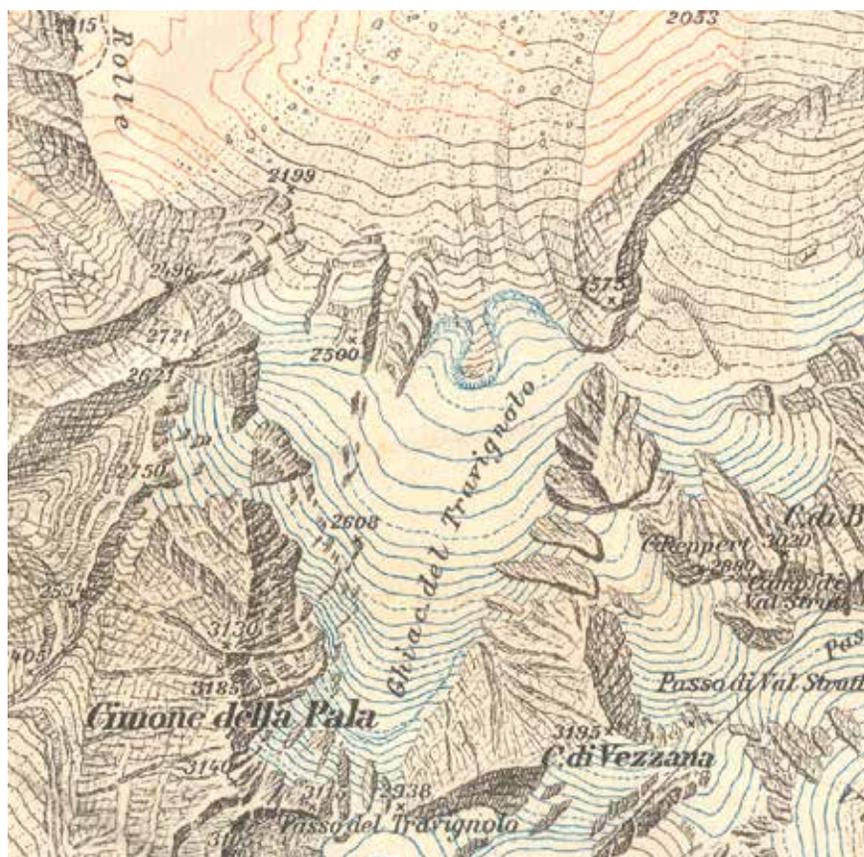
Lobo sinistro, ritiro di 90 m circa dalla posizione 1928”

In definitiva Castiglioni registra importanti ritiri che variano tra i 6 ed i quasi 12 metri medi annuali.



Questa immagine, un particolare di una cartolina del 1933, ritrae il Travignolo dal Castellaz. È ben evidente come la linea di ablazione si sia spostata più in quota rispetto a tutte le altre fotografie pubblicate fino ad ora.

Sia in questa immagine tratta dalla *Karte der Palagruppe* sia nella foto precedente è ben individuabile lo sperone centrale del Travignolo, spuntone ancora ricoperto e circondato dal ghiaccio.



Estratto da *Karte der Palagruppe* in cui è riportato il ghiacciaio del Travignolo.

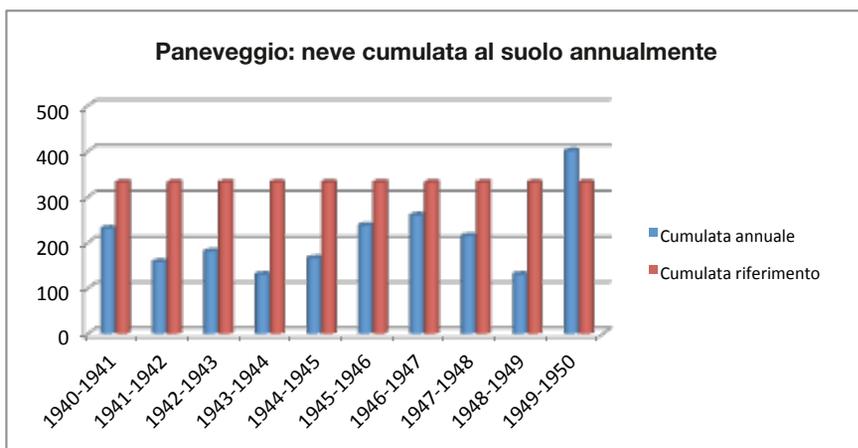
In definitiva il decennio 1931-1940 si caratterizza per una certa abbondanza di precipitazioni nevose, molto spesso superiori alla norma, sia a Passo Rolle che a San Martino. Le estati sono fredde, con punte di quasi 2.5°C di differenza in meno rispetto al trentennio di riferimento a San Martino, ma soprattutto piovose con 6-7 anni su 10 con quantitativi di pioggia superiori al trentennio. Il fatto che compaiano linee di ablazione a quote più alte rispetto al decennio precedente, nonostante più neve invernale ed estati più rigide, può essere spiegato proprio con le maggiori precipitazioni liquide che possono aver in parte “ripulito” la superficie del ghiacciaio. Nonostante tutto però il ritiro dei ghiacciai è in atto e lo è in misura significativa.

Gli anni compresi tra il 1941 ed il 1950

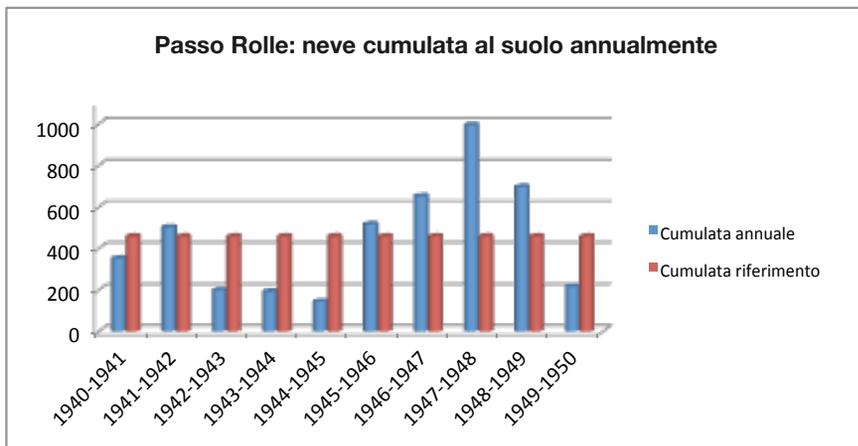
Il decennio in cui termina la Seconda Guerra Mondiale è, anche dal punto di vista climatico, un periodo caldo. L'iconografia è decisamente scarsa e ciò ha una sua logica se si pensa che verso la fine della guerra nell'area dell'Altipiano agivano formazioni partigiane risalenti dall'Agordino e pertanto era estremamente pericoloso salirvi. La ricerca glaciologica riprese verso la metà del decennio grazie a Morandini ma si arrestò quasi subito.

Le precipitazioni nevose

A Paneveggio, se si esclude quello 1949-50, tutti gli inverni vedono precipitazioni nevose inferiori rispetto alla media del trentennio di riferimento: le differenze, rispetto alla media di 329 cm, variano dai 70 a poco meno di 200 centimetri.



A Passo Rolle la situazione è radicalmente opposta: infatti pur presentandosi cinque inverni su dieci con cumulate inferiori alla media (pari a 461 cm), si registrano anche quattro anni consecutivi con quantitativi superiori,



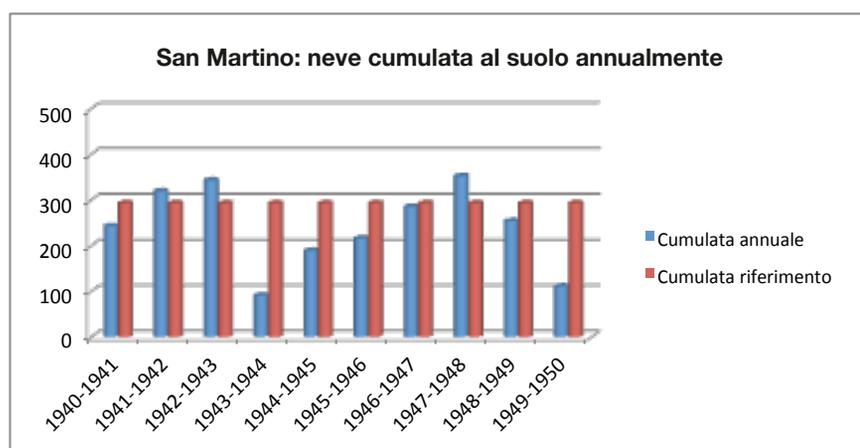
nel caso dell'inverno 1947-1948 arrivando a sfiorare i 10 metri di neve cumulata al suolo.

Nell'inverno 1947-1948 non tutti i mesi segnalano precipitazioni abbondanti. I valori sono indicati nella tabella sottostante: si evidenzia in effetti come i quasi dieci metri di neve caduti complessivamente nell'inverno siano il frutto di un inizio di stagione relativamente secco e di una primavera decisamente sopra le righe, con quasi 690 centimetri di neve caduta nei soli mesi di febbraio e marzo (con 14 e 12 giorni nevosi rispettivamente).

Valutando il numero di giorni nevosi si nota come la media del decennio sia, con i suoi 29 giorni, decisamente inferiore a quella del trentennio (48); unica eccezione l'inverno 1947-1948 con un numero di giornate uguale alla media.

Mese	Cumulata	Mese	Cumulata
Ottobre 1947	15	Febbraio 1948	353
Novembre 1947	73	Marzo 1948	335
Dicembre 1947	89	Aprile 1948	85
Gennaio 1948	45	Maggio 1948	0

A San Martino la situazione è abbastanza dissimile da quella di Passo Rolle: anche in questa stazione si verifica un inverno particolarmente nevoso nel 1947-1948, ma il valore di cumulata al suolo non è molto diverso dalla media. In complesso solo quattro inverni hanno cumulate superiori alla media (272 cm) ed il decennio, sommando tutte le cumulate e sottraendo la media moltiplicata per dieci, presenta un deficit di precipitazioni di tre metri e mezzo di neve; il numero di giorni nevosi medio, 23, è simile a quello del trentennio che è pari a 24.



Le temperature

Dal punto di vista termometrico il decennio può essere considerato come un periodo non troppo caldo con una punta però nel 1943. In quest'anno a Passo Rolle si segnala un agosto da record con temperature minime di quasi 4°C superiori alla media, mentre le massime non se ne discostano molto: a San Martino sempre nel 1943 le minime risultano superiori di 1.2°C mentre le massime di 2.5°C.

Le temperature minime a Passo Rolle nei mesi di luglio ed agosto segnalano dati simili alla media, giugno è più caldo di 0.9°C mentre settembre più freddo della stessa quantità.

A San Martino le temperature minime sono simili a quelle medie discostandosi, in negativo, di 0.3°C.

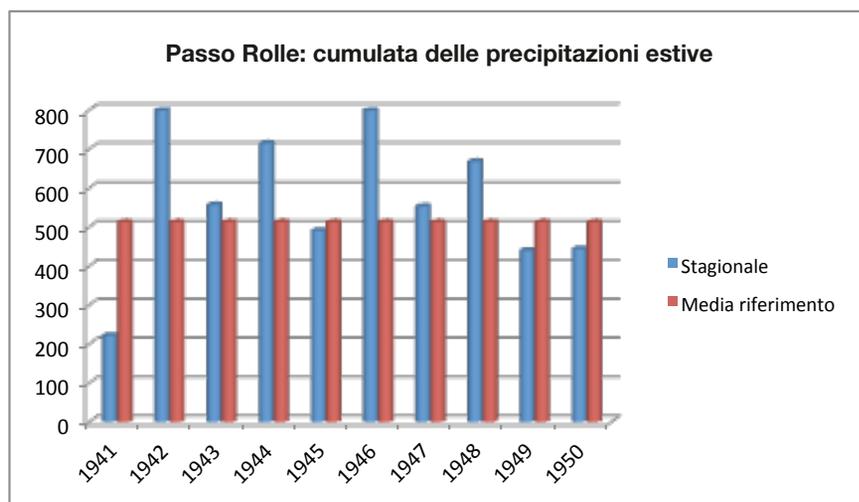
Le temperature massime a Passo Rolle sono decisamente sopra le righe rispetto a quelle del trentennio: si va infatti dai + 0.7°C di settembre ai + 3.4°C di giugno.

La stessa cosa non si rileva a San Martino dove anzi le temperature medie massime sono di 1 – 1.4°C inferiori a quelle del trentennio.

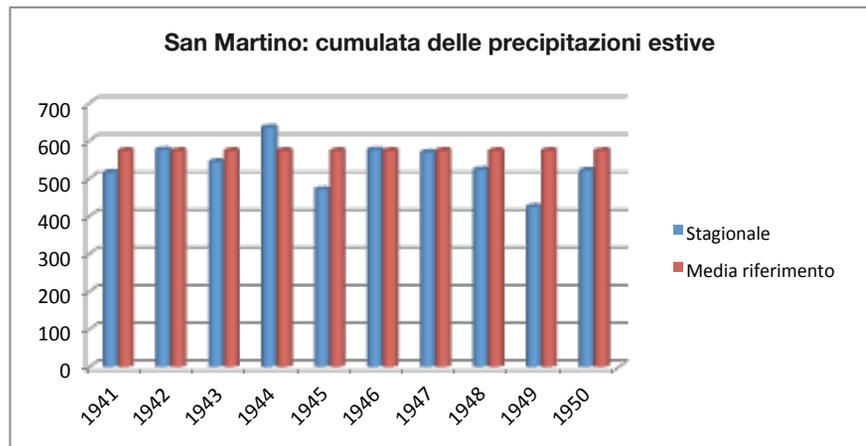
In entrambe le stazioni si registra un numero di giorni estivi uguale alla media.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Il decennio è un periodo piovoso con precipitazioni estive superiori alla media in 6 anni su 10 a passo Rolle, ma solo 1 a San Martino.



I superamenti sono importanti con punte di oltre 280 mm nel 1942 e 1946, di 202 mm nel 1944 e di 150 mm nel 1948.



Il deficit sostanziale di precipitazioni viene confermato anche dal numero di giorni piovosi che sono, se si escludono il triennio 1942 – 1944 per San Martino ed il biennio 1942 e 1944 per Passo Rolle, sempre inferiori alla media.

I ghiacciai

In una situazione climatica che vede inverni non troppo nevosi, precipitazioni liquide estive complessivamente sotto la norma (anche se a Passo Rolle alcuni fenomeni intensi portano a superare i valori medi in modo significativo) ma temperature a Passo Rolle decisamente alte, i fenomeni di ritiro nei ghiacciai continuano.



In questa fotografia primaverile di Ovidio Gilli risalente al 1950 si nota come la falesia orientale sia ormai ben visibile.



Questa seconda immagine di Ovidio Gilli mette in evidenza come il sistema di doline che forma l'area su cui si distende la Fradusta inizia a svuotarsi ed appaiono alcuni laghetti frontali. Quello nella fotografia resisterà (o meglio sarà alimentato) fino alla fine degli anni Ottanta.



Fotografia Gadenz risalente agli inizi degli anni Quaranta. Come si nota lo sperone centrale inizia ad isolarsi dal contesto del ghiacciaio. Morandini, il rilevatore del tempo, segnala "Il ghiacciaio del Travignolo, già dal 1930 in poi rivelava una fase di progressivo ritiro [...] Negli ultimi anni (1941 - 1946) il fenomeno si è fatto sempre più evidente [...] Infatti è scomparsa quasi completamente la frontale cui si riferiscono le misurazioni di Castiglioni [...]" Il Morandini conclude valutando in circa un terzo la perdita di superficie del Travignolo nei primi anni Quaranta. Nel periodo terminale del decennio 1941 - 1950 l'arretramento sembra temporaneamente arrestarsi.

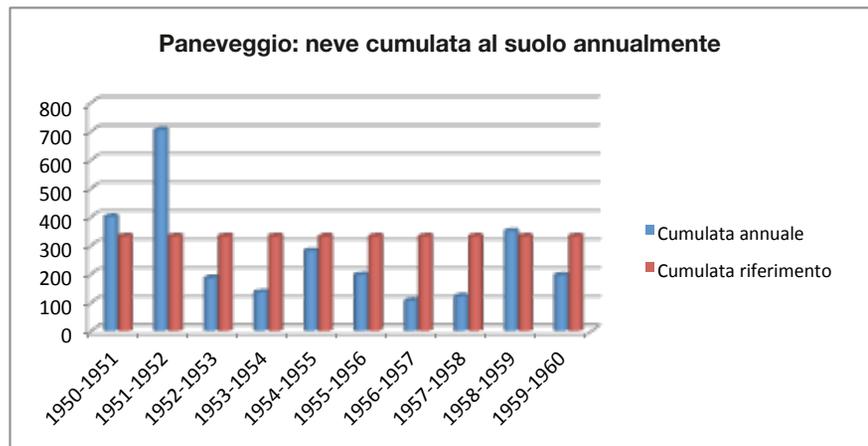
In definitiva il decennio si presenta sotto una duplice luce: una iniziale perdita di massa dei ghiacciai, il Travignolo soprattutto, a cui seguono alcuni anni di relativa stabilità.

Gli anni compresi tra il 1951 ed il 1960

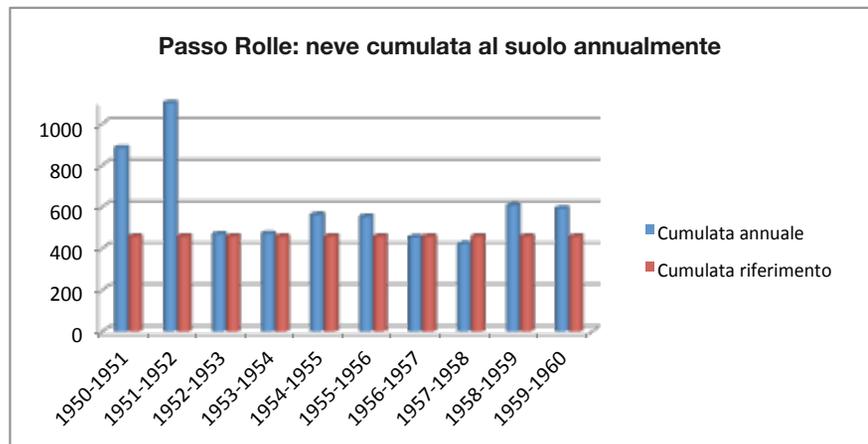
È questo l'ultimo decennio in cui i ghiacciai delle Pale vengono controllati: bisognerà attendere il 1981 perché il Comitato Glaciologico Italiano, nella persona di Giorgio Rossi, riprenda a monitorare i ghiacciai di questa parte delle Dolomiti.

Le precipitazioni nevose

Il decennio 1951 – 1960 è, per la stazione di Paneveggio, un periodo difficile con inverni, se si esclude il “mitico 1951” poveri di neve: solamente negli inverni 1950-51 e 1951-52 si registrano precipitazioni superiori alla media (329 cm) mentre nei successivi otto anni la quantità di neve cumulata al suolo raggiunge altezze estremamente basse con una punta nel 1956-57 appena superiore al metro.



Un andamento simile, anche se meno accentuato, si registra anche a Passo Rolle: le precipitazioni nevose dopo i 15.60 metri dell'inverno 1951-52 tornano nella norma oscillando sempre nell'intorno della media (461 cm)



con uno scatto nei due ultimi anni, che vedono altezze totali di 607 cm nell'inverno 1958-59 e 593 nel 1959-60.

A San Martino si ripete l'andamento di Paneveggio con cumulate di neve al suolo quasi sempre inferiori alla media (272 cm).

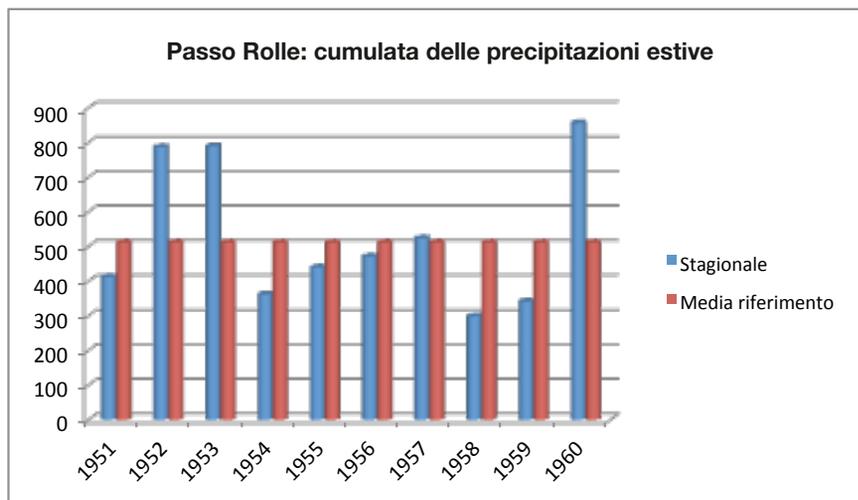
Le temperature

Dal punto di vista termometrico le estati del decennio possono essere considerate come fresche con temperature massime inferiori di un grado rispetto alla media a San Martino, mentre quelle registrate a Passo Rolle rimangono nella media.

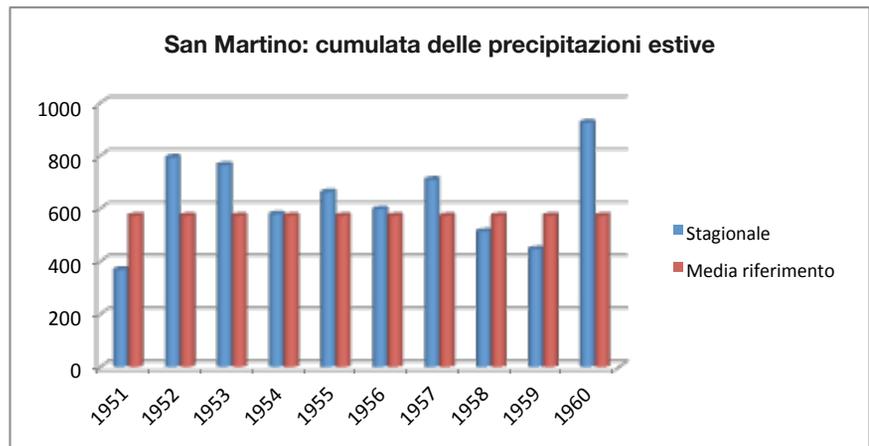
Le temperature minime hanno andamenti diversi a seconda della stazione considerata: a Passo Rolle le temperature sono prossime od appena superiori alla media, a San Martino vengono misurati valori sempre leggermente inferiori alla media.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Le due stazioni, proprio per la differente morfologia delle aree in cui sono poste, registrano andamenti stagionali diversi.



Passo Rolle risulta deficitario in sei anni su dieci mentre San Martino in soli tre su dieci.



La differenza tra le due stazioni è legata al fatto che San Martino risente di precipitazioni orografiche estive, ovvero dei temporali che si scaricano sulle Pale, mentre Passo Rolle ne è immune.

I ghiacciai

Dal punto di vista glaciologico il decennio, con la poca neve caduta e le importanti precipitazioni liquide che hanno intaccato i depositi nevosi invernali, si “salva” solo per il fatto che nonostante tutto le temperature rimangono sotto le medie.

Tutti gli ammassi comunque sono in regressione e ciò è testimoniato da linee di ablazione che raggiungono quote più alte rispetto ai decenni precedenti.

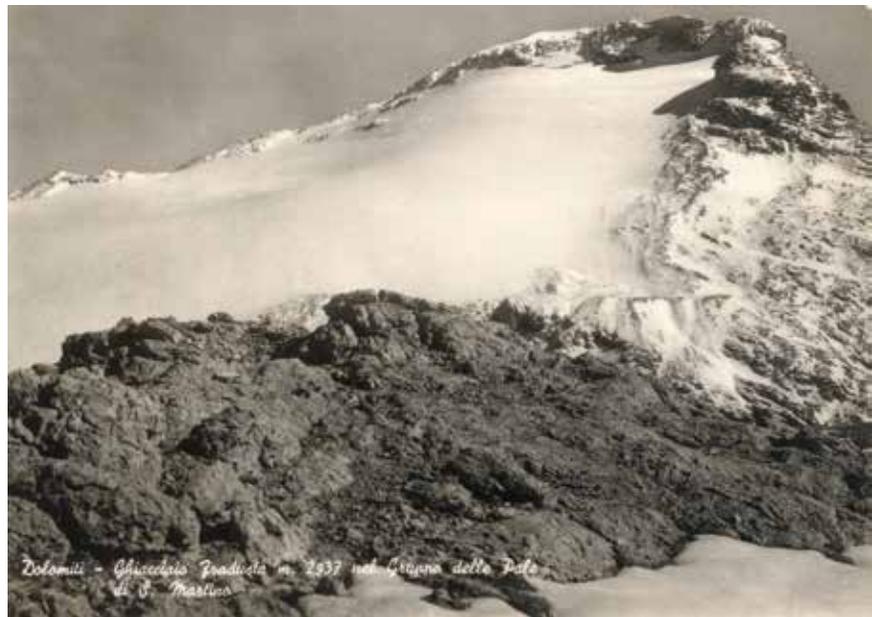
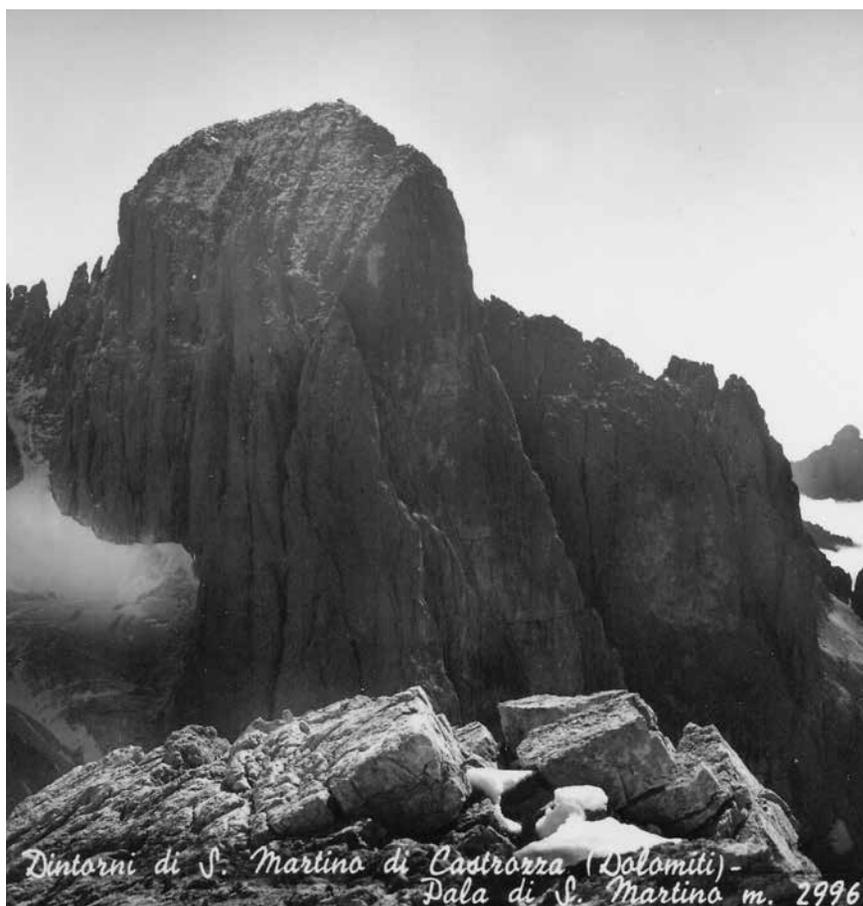


Immagine di Gadenz del 1951. Il ghiacciaio della Fradusta appare completamente imbiancato e ciò potrebbe essere dovuto ad una nevicata precoce. Nella foto è comunque evidente come la cresta rocciosa che orla la dolina sia ormai definitivamente venuta alla luce.



Fotografia appartenente al Fondo Ugo Todesco depositato presso la Biblioteca di Primiero scattata nel 1957 ed in condizioni diverse rispetto alla fotografia precedente. È importante notare come il ghiacciaio, almeno nella parte centrale, non debordi più verso la Val Pradidali; un secondo aspetto messo in risalto dalla fotografia è l'altezza della cresta laterale ben visibile nella parte in basso a destra.



Carlolina Gadenz realizzata nel 1952.

Sull'estrema sinistra dell'immagine compare il ghiacciaio della Pala di San Martino che riempie il vallone.

Fotografia appartenente al Fondo Ugo Todesco depositato presso la Biblioteca di Primiero scattata nel 1957.

Il ghiacciaio della Pala appare meno scoperto dalla neve, segno che l'ablazione lo ha interessato profondamente in quest'anno. Nell'immagine appare più marcata anche la *trim line* e la differenza cromatica della roccia permette di stimare in una ventina di metri la perdita di spessore del ghiacciaio.



Fotografia appartenente al Fondo Ugo Todesco depositato presso la Biblioteca di Primiero scattata nel 1959. Morandini, nell'Almanacco glaciologico del 1952 scrive: *“Il ghiaccio è in continuo ritiro. La parte frontale è ormai divisa nettamente in due grossi rami da una ben evidente sporgenza rocciosa, notata già nell'anno precedente, ma che ormai non è più una sporgenza rocciosa racchiusa tra lingua ghiacciata, bensì un vero e proprio setto divisorio fra due rami del ghiacciaio.”* Il ritiro veniva stimato in 4-4.5 metri.

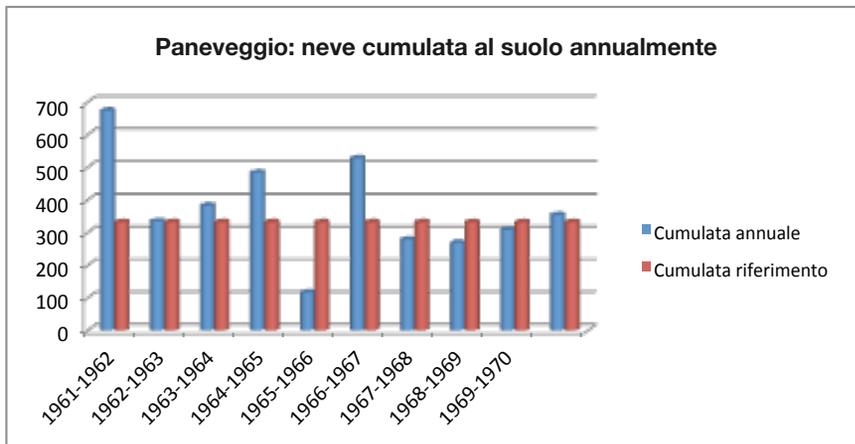


Gli anni compresi tra il 1961 ed il 1970

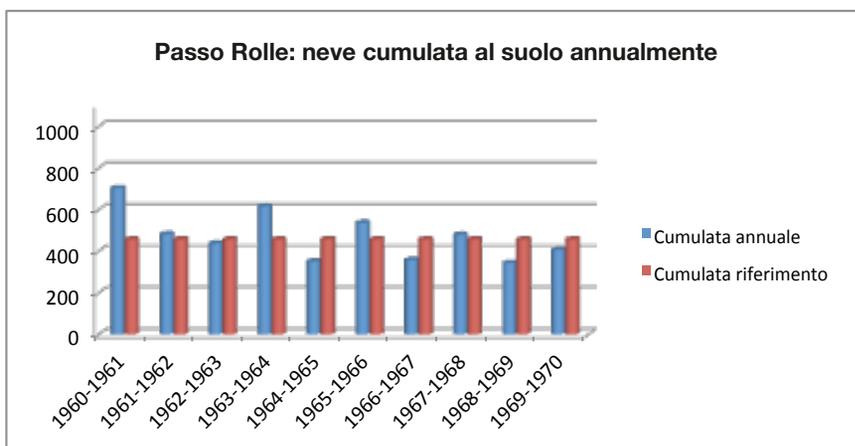
Le precipitazioni nevose

Alla stazione di Paneveggio si registrano precipitazioni nevose nel decennio abbastanza scostanti, con i primi quattro anni sopra la media seguiti da un inverno decisamente carente (meno 212 cm) ed in cui le precipitazioni nevose avvengono dopo le feste natalizie (come negli inverni 2015-16 e

2016-17), a cui segue la seconda annata più nevosa del decennio; gli ultimi quattro anni risultano per tre volte sotto la media.

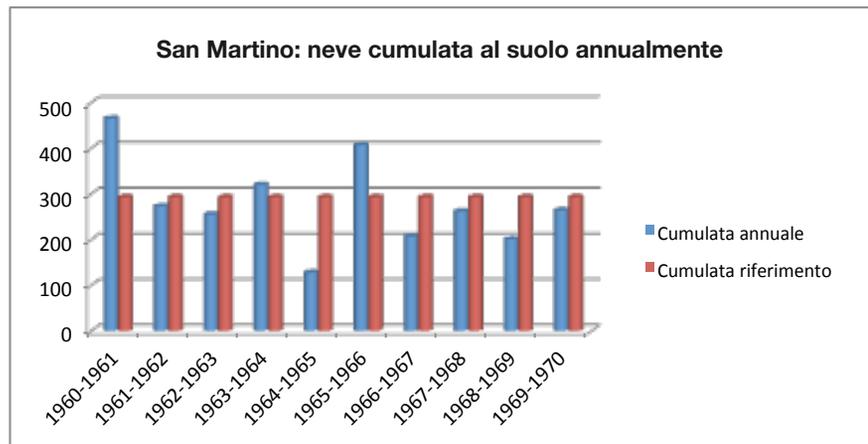


A Passo Rolle le precipitazioni nevose, seppur in quantità maggiori, rispecchiano quanto accaduto a Paneveggio: i primi quattro inverni con precipitazioni abbondanti, il 1964-65 in deficit di 110 cm, gli ultimi cinque anni con un altalenarsi di precipitazioni sopra e sotto la media.



A San Martino l'andamento è assolutamente simile alle due stazioni precedentemente analizzate.

Spicca, nell'inverno 1965-1966, la differenza di precipitazioni tra la stazione più in quota (Passo Rolle con un +77 cm rispetto alla media) e quelle poste più in basso (Paneveggio + 199 cm e San Martino + 135 cm). L'anomalia potrebbe essere spiegata con un errore nella raccolta dei dati, con precipitazioni nevose che a Passo Rolle assumono l'aspetto di bufera con



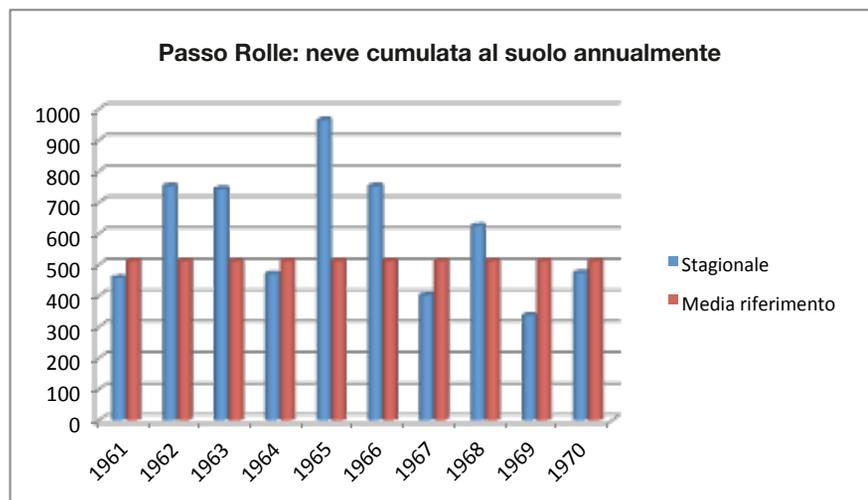
vento che spazza via la neve od ancora con temperature basse durante gli eventi per cui a Passo Rolle la neve era molto fina.

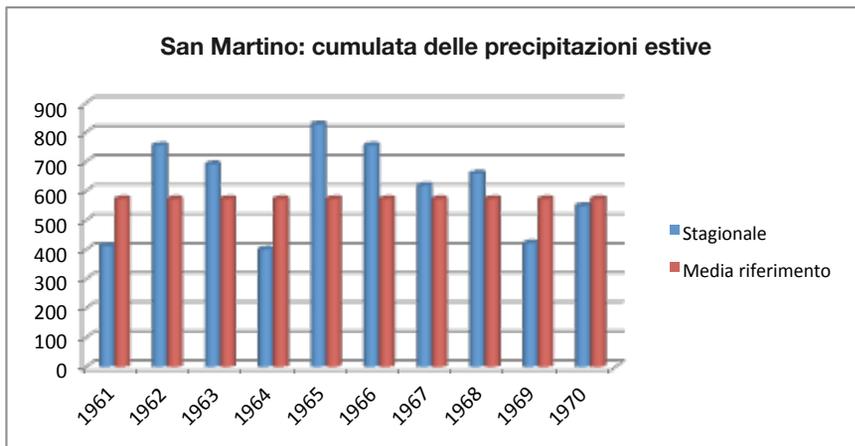
Le temperature

Dal punto di vista termometrico il decennio può essere considerato per San Martino come un periodo “intermedio” con due giorni di ghiaccio in giugno ed uno in agosto; le temperature massime sono superiori di 0.5-0.9°C rispetto alle medie, ma quelle minime sono inferiori di 0.2-0.9°C. A Passo Rolle al contrario si può definire il decennio come un periodo “freddo” con temperature sempre inferiori alle medie. Si registrano giorni di ghiaccio in tutti quattro i mesi: quattro in giugno, due in luglio, uno in agosto, quattro in settembre.

Le precipitazioni nel periodo estivo

Gli anni Sessanta sono un decennio di alluvioni: il 1960, il 1965 ed il 1966 vedono infatti autunni e primavere particolarmente piovose, ma anche ne-





vicate in quota che andranno sciogliendosi durante l'evento alluvionale incrementando le portate di tutti i torrenti.

A Passo Rolle, come del resto a San Martino, le estati 1965 e 1966 spiccano per le elevate precipitazioni: deve essere ricordato che in entrambi i casi si verificò una piena – in settembre nel 1965 ed in agosto nel 1966 – e che tali forti precipitazioni possono aver dilavato le superfici dei ghiacciai. In definitiva dal punto di vista climatico siamo in presenza di un decennio “freddo”, non ricchissimo di precipitazioni nevose che comunque oscillano attorno alla media, con estati fredde e piovose.

I ghiacciai

Dal punto di vista glaciologico il decennio può essere considerato come un periodo relativamente favorevole per i ghiacciai con scioglimenti ridotti grazie a estati fredde.



Fotografia realizzata nel 1962. Due sono gli aspetti importanti dell'immagine: il primo è che la foto è stata scattata dopo una nevicata precoce, il secondo è che l'inverno 1961-62 fu particolarmente nevoso e ciò potrebbe spiegare l'assenza di linee di ablazione.

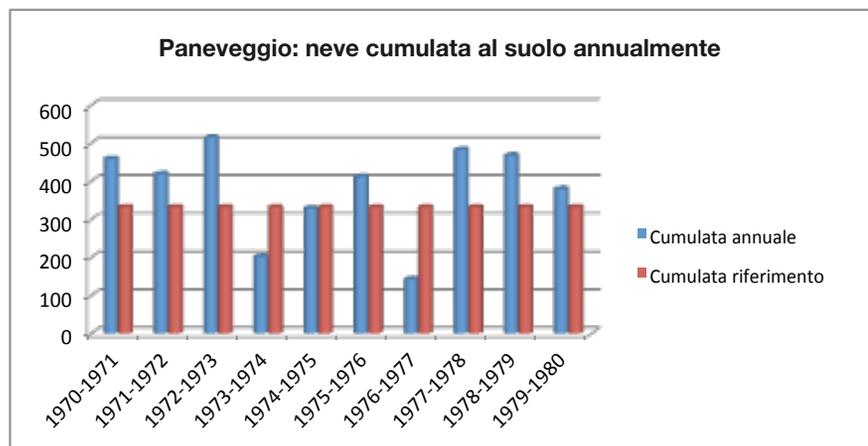
La foto del Travignolo del 1960, pur essendo stata scattata durante o subito dopo una leggera nevicata, denota la presenza di una ablazione marcata che ha portato alla luce il ghiaccio fino a quota 2450 circa. Nell'immagine si può anche notare come lo sperone affiori ormai con prepotenza ma, allo stesso tempo, come non si sia ancora formata alcuna cavità tra il ghiaccio e la roccia.



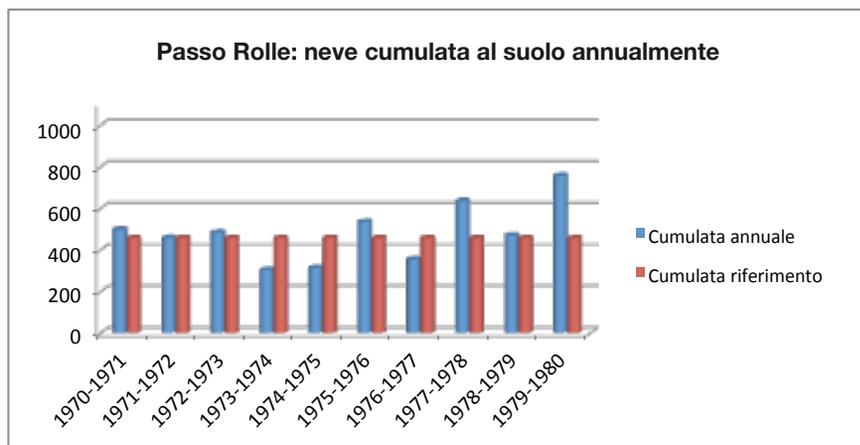
Gli anni compresi tra il 1971 ed il 1980

Le precipitazioni nevose

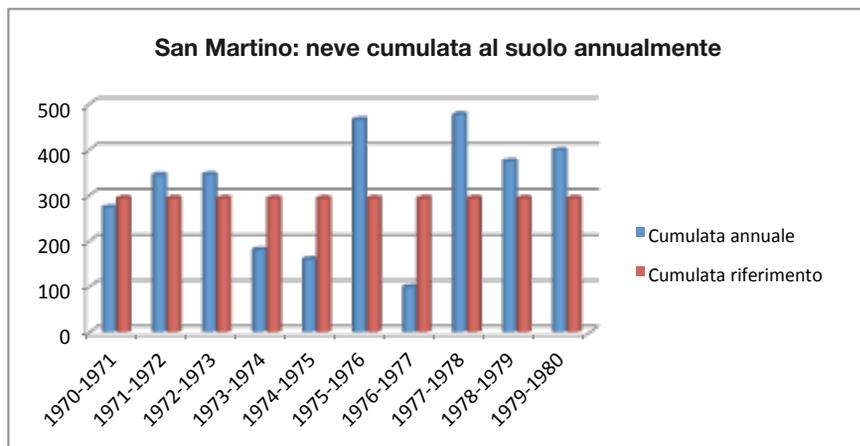
La stazione di Paneveggio, a fianco di un paio di annate in cui le precipitazioni sono scarse – inverno 1973-74 (con meno 126 cm) ed inverno 1976-77 (con meno 186 cm) – registra nel complesso precipitazioni copiose che superano le medie (nel caso dell'inverno 1972-73 di oltre 180 cm).



A Passo Rolle l'andamento delle precipitazioni nevose è simile a quello di Paneveggio: questa stazione però si differenzia per i minori differenziali tra precipitazione e media del decennio, con l'unica eccezione dell'inverno 1979-80 in cui la cumulata di neve al suolo supera i 750 cm (quasi tre metri più del valore medio).



A San Martino l'andamento è ancora diverso: la spiegazione di ciò potrebbe essere legata al fatto che le nevicate degli ultimi cinque anni del decennio sono state dovute a perturbazioni provenienti da Sud e che pertanto hanno scaricato più neve sul versante meridionale del Passo Rolle rispetto a quello settentrionale.



Nel complesso, almeno negli ultimi cinque anni del decennio, dal punto di vista nivometrico le condizioni erano predisponenti se non per un aumento, almeno per una tenuta degli ammassi glaciali.

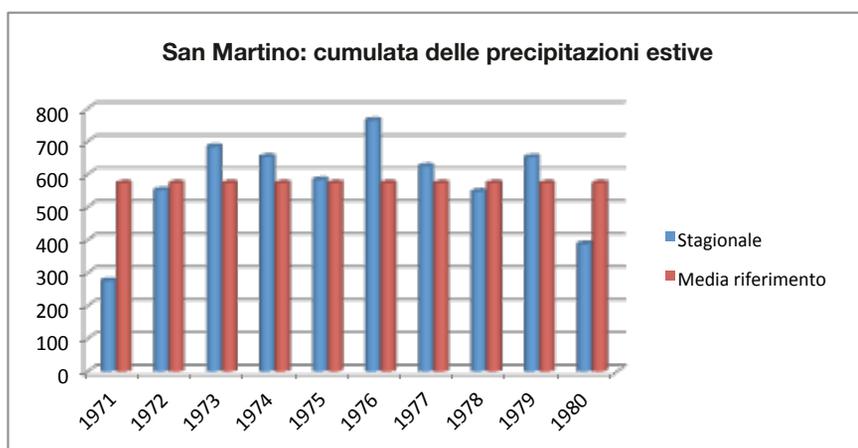
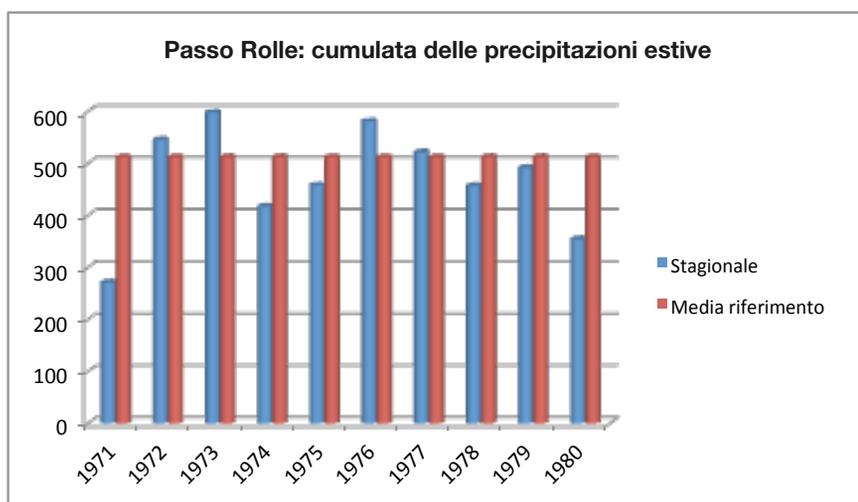
Le temperature

Alla stessa stregua di quanto notato con le precipitazioni nevose, anche le temperature estive hanno andamenti diversi tra San Martino e Passo Rolle: nella prima stazione le temperature massime sono inferiori di 0.2 - 0.8°C mentre quelle minime sono anch'esse inferiori di 0.1 - 0.5°C rispetto alle medie del decennio, nella seconda - al contrario - le massime sono superiori di 0.9 e 1.8°C e le minime di 0.5 - 1.0°C.

Stante questa situazione nivo-termometrica si ritiene che il decennio non appaia predisponente al mantenimento degli ammassi glaciali in quanto in quota si registra un aumento delle temperature.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Nel caso delle cumulate delle precipitazioni estive le due stazioni si differenziano nuovamente per gli anni di superamento delle medie: Passo Rolle risulta deficitario in sei anni su dieci, mentre a San Martino piove meno all'inizio ed alla fine del decennio, ma per sole quattro volte su dieci.



Una differenza si nota anche nel numero di giorni piovosi del periodo: mentre a Passo Rolle se si esclude l'estate 1980 si registrano sempre più giorni piovosi rispetto alla media, a San Martino questo superamento avviene nel quinquennio tra il 1972 ed il 1977.

I ghiacciai

Dal punto di vista dello studio glaciologico questo decennio è anch'esso caratterizzato dall'assenza di dati misurati sul campo in quanto i rilevatori del Comitato Glaciologico se ne disinteressano fino agli anni Ottanta.

Poche sono anche le immagini degli ammassi glaciali e pertanto è difficile stabilire che tipo di effetto abbia avuto questo decennio sui ghiacciai dato che lo si potrebbe definire favorevole dal punto di vista nivometrico ma non da quello termometrico.



Immagine della Fradusta nei primi anni Settanta (tratta da *L'ambiente naturale e umano dei parchi del Trentino*). In questa fotografia oltre a comparire una parete rocciosa che comincia ad avere una certa altezza, si nota la presenza di tre aree di ablazione (le macchie più scure) che interessano una parte importante del ghiacciaio.

Alla fine del decennio, esattamente il 12 settembre 1980 Giorgio Rossi effettua un sopralluogo sul ghiacciaio del Travignolo e così lo descrive: *“Il ghiacciaio si presentava completamente innevato nella parte situata al di sopra del torrione, a partire da quota 2.400 circa, e così pure il lobo orientale (destra) fino alla sua fronte, appoggiata alla morena (quota 2.290). Il lobo occidentale (sinistra) era solo parzialmente ricoperto da neve, anche per la presenza di abbondante materiale, scaricato dal ghiacciaio, che ricopre completamente la parte terminale della lingua. Il ghiacciaio sovrasta la sommità del torrione centrale, arrestandosi a circa 20 m dall'orlo inferiore di questo. Il lobo occidentale si distacca dal torrione stesso, formando un'ampia caverna. Quello orientale se ne distacca pure, formando a sua volta una caverna a doppia luce, sostenuta da un pilastro*

Anche questa immagine del Travignolo, particolare di una cartolina edita da Foto Ghedina di Cortina, mette bene in evidenza l'area di ablazione che raggiunge una quota considerevole. Ad una analisi più nel dettaglio inizia a comparire anche a fianco dello sperone la cavità che si manifesterà in tutta la sua grandezza negli anni Ottanta.



di ghiaccio. Non sono stati ritrovati segnali dei precedenti operatori, per cui ne sono stati posti quattro di nuovi”.

Verso la fine del decennio comincia a verificarsi il distacco del ghiacciaio del Travignolo dal torrione centrale; questa separazione darà origine ad una cavità abbastanza profonda.

In definitiva anche gli anni Settanta sono un periodo di deficit per i ghiacciai con perdite di superfici e volumi importanti ed arretramenti delle fronti – soprattutto per il Travignolo – di una certa importanza.

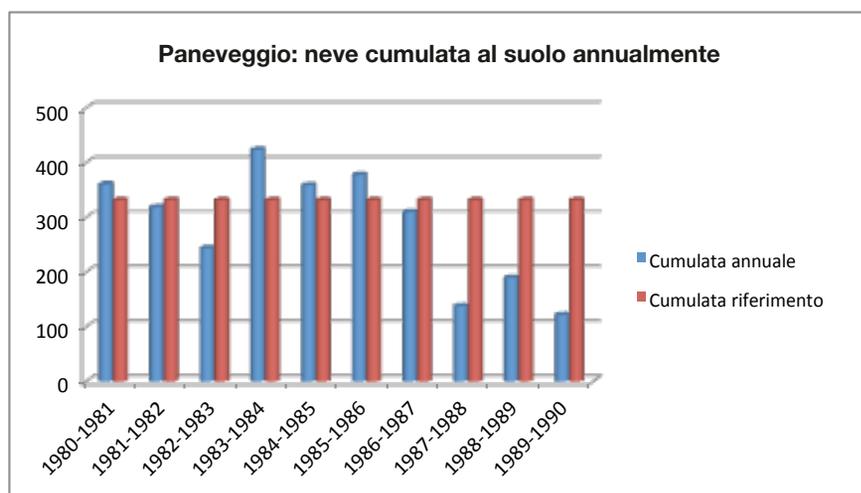
I dati forniti dalle stazioni meteorologiche analizzate confermano quanto cominciava ad apparire evidente anche nei decenni precedenti e che si manifesterà in tutta la sua importanza nei decenni successivi: per il mantenimento dei ghiacciai piuttosto che inverni molto nevosi ma a cui seguono estati calde è fondamentale che si ripetano estati fresche e nuvolose (con poca irradiazione solare).

Gli anni compresi tra il 1981 ed il 1990

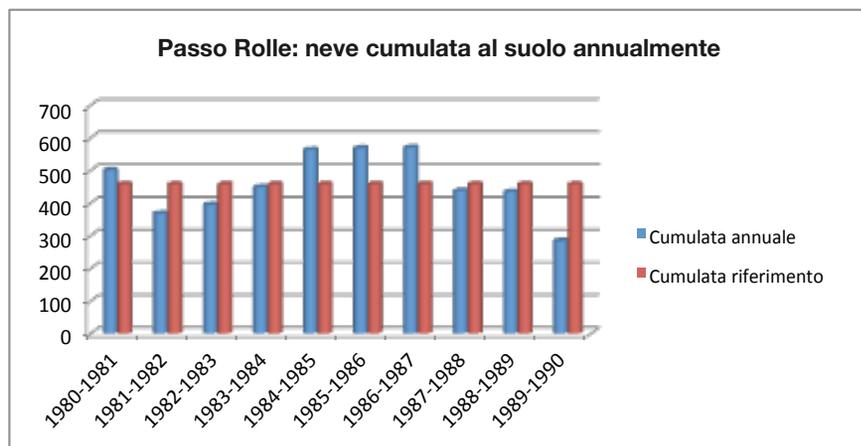
In questo decennio ricominciano, anche se solo per un paio d'anni, le osservazioni di campagna dei glaciologi. Chi si interessa degli ammassi delle Pale di San Martino è Giorgio Rossi che visita la zona nel 1980 e nel 1981 ponendo alcuni segni di riferimento sullo sperone centrale del Travignolo.

Le precipitazioni nevose

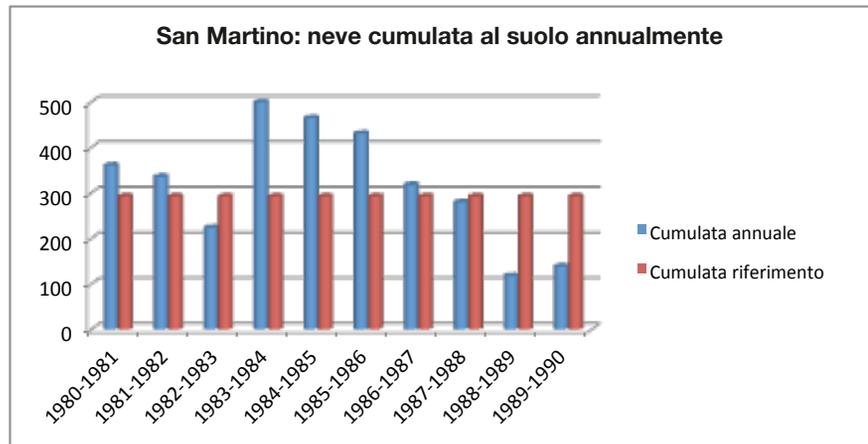
A Paneveggio l'andamento delle precipitazioni nevose risulta abbastanza altalenante con una netta tendenza alla riduzione delle altezze cumulate nel periodo finale del decennio.



A Passo Rolle l'andamento non si discosta di molto da quello di Paneveggio: anche in questo caso negli ultimi tre anni le nevicate diminuiscono. Le differenze tra le medie del trentennio e quelle del periodo raramente superano i 100 cm (poco più del 20%) con un picco l'ultimo inverno durante il quale il deficit è di 177 cm (284 misurati contro i 461 della media).



La stazione di San Martino registra un andamento abbastanza costante con valori che si alternano sopra e sotto la media. Analizzando gli ultimi sei anni si individua un trend verso la diminuzione nelle quantità, riduzione che raggiungerà il massimo nel decennio successivo (nell'inverno 1991-92) con 139 cm, ovvero la metà esatta della media trentennale.



Le temperature

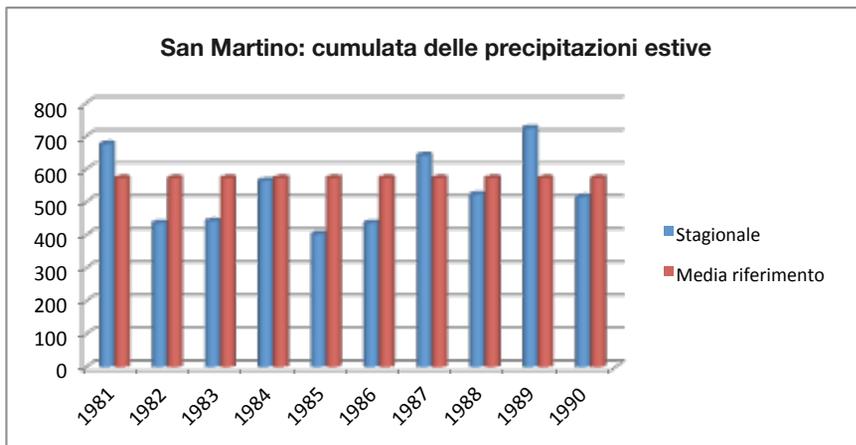
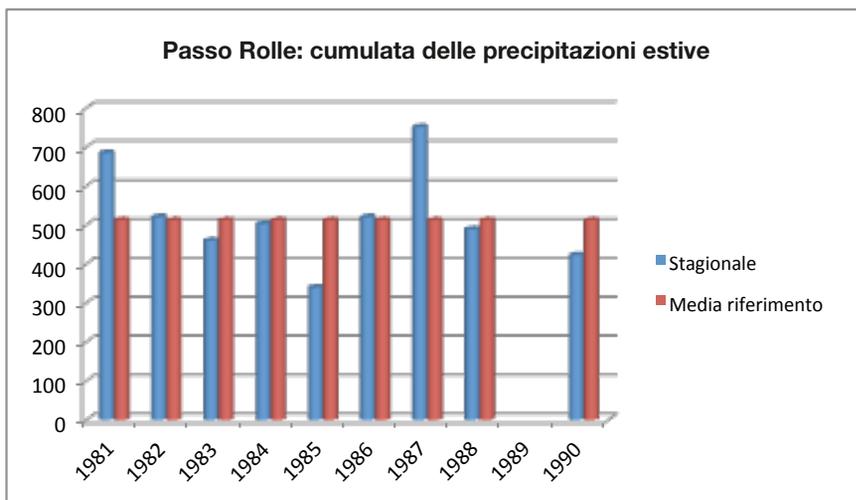
Dal punto di vista termometrico il decennio può essere considerato come un periodo “caldo” a San Martino, con temperature massime superiori alla media anche di 0.8°C in luglio mentre quelle minime la superano sempre in luglio di 1.6°C. A Passo Rolle la lettura dei dati è più complicata: le temperature massime risultano maggiori della media solo in agosto (+0.8°C) mentre quelle minime sono senza eccezione superiori con una punta di +1.2°C sempre in agosto.

Questo andamento delle temperature nel periodo estivo è sicuramente predisponente a fenomeni di ritiro dei ghiacciai, anche ingenti.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Nel complesso durante le estati del decennio 1981 - 89 piove poco, anche se a Passo Rolle siamo di poco lontani dalla media del trentennio di riferimento sia come quantità che come numero di giorni piovosi.

A San Martino, se non fosse per gli anni 1987 e 1989, il trend nelle precipitazioni è simile a quello di Passo Rolle. I picchi registrati nell'estate 1987 ed in quella 1989 sono dovuti nel primo caso all'intensa precipitazione che causa l'alluvione della Valtellina, nel secondo a fenomeni temporaleschi che interessano le Pale di San Martino con formazione di colate detritiche su vari collettori (e perciò a piogge che hanno facilitato la rimozione del detrito che si era depositato sui ghiacciai).



I ghiacciai

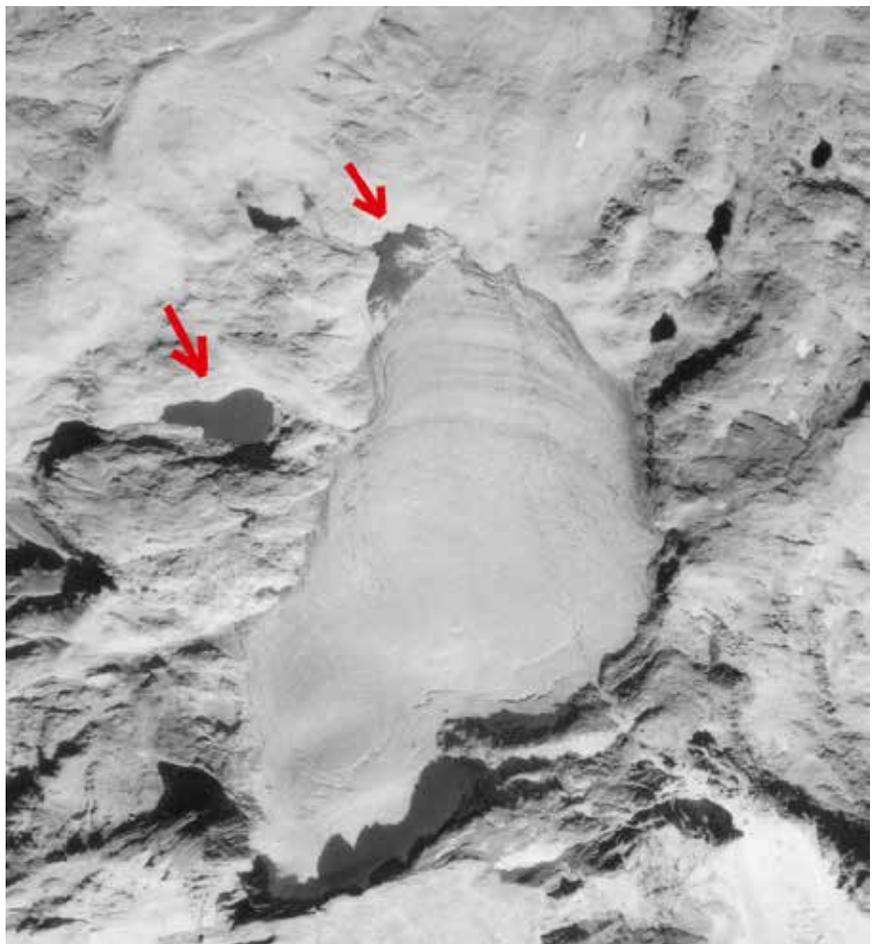
Stante le premesse climatiche, è conseguente che dal punto di vista glaciologico il decennio 1981-90 non risulti particolarmente favorevole per il mantenimento dei ghiacciai.

Il glaciologo Giorgio Rossi, che effettua un sopralluogo il 26 agosto 1981, nel suo resoconto sulla Fradusta scrive: *“Il ghiacciaio, anche a seguito delle scarse precipitazioni nevose registrate nell’inverno 1980 - 1981, si presentava completamente sgombro da neve fino a quota 2900 circa e i suoi contorni sono risultati perciò ben definiti. L’acqua di fusione del ghiacciaio formava dapprima due laghetti: uno di modesta estensione (50x20 m), verso l’alta Valle di Pradidali e l’altro, un po’ più esteso, ma meno profondo, verso la Riviera di Manna.”*

Fradusta 1986 in una cartolina di Pedrotti. È evidente come il ghiacciaio sia ormai confinato nel sistema di doline.



Immagine aerea del 1987 (rinvenuta su Internet). Con le due frecce sono indicati i laghi frontali a cui fa riferimento Giorgio Rossi: quello di sinistra ha ancora emissario in Val Pradidali, quello più al centro alimenta il sistema carsico dell'altipiano.



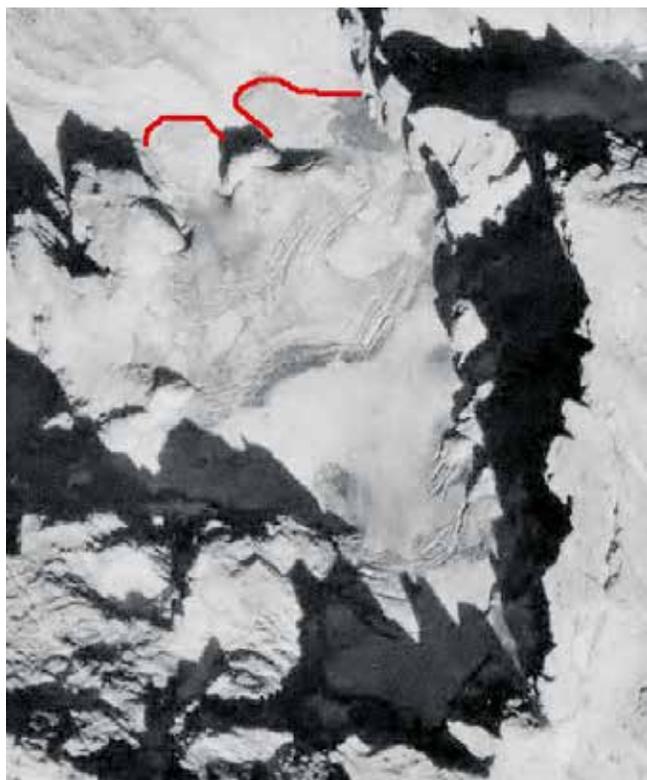


Il ghiacciaio della Fradusta ritratto nel 1989 da Bruno Cemin. In questa fotografia risulta molto evidente come l'ablazione stia interessando quasi tutta la superficie glaciale.



La Fradusta nel 1989 (Foto Bruno Cemin). Il grande lago che si è formato dopo il 1983 (data dello scatto della foto aerea in cui non compare un lago così grande sul fronte del ghiacciaio) indica come i processi di scioglimento abbiano subito una profonda accelerazione verso la fine del decennio. Questa riduzione di superficie/volume è anche testimoniata dalla linea di massima espansione della morena nella Piccola Età Glaciale indicata in rosso.

Sull'altro fronte, ovvero quello del Travignolo, Giorgio Rossi nel resoconto del sopralluogo effettuato il 23 agosto 1981 scrive: *“Il ghiacciaio si presentava privo di copertura nevosa fino a 2.700 m circa. Si è riscontrato un certo ritiro in corrispondenza della sommità del torrione roccioso centra-*



le, sia come riduzione di livello che come variazione lineare, peraltro non quantificabili. Il lobo occidentale si presentava parzialmente staccato dalla parete di sponda, mentre sul lato destro non si possono individuare sensibili variazioni. Il lobo orientale non ha pure mostrato variazioni di rilievo rispetto all'anno precedente."

Immagine aerea del 1987 (rinvenuta su Internet). In rosso sono indicate le due lingue che scendono ai lati dello sperone centrale. Nella foto risulta anche ben evidente la notevole ablazione che interessa almeno metà della superficie glaciale.



Nella fotografia del 1987 è indicata con la freccia rossa la caverna che si è formata tra lo sperone e la lingua glaciale.

Gli anni compresi tra il 1991 ed il 2000

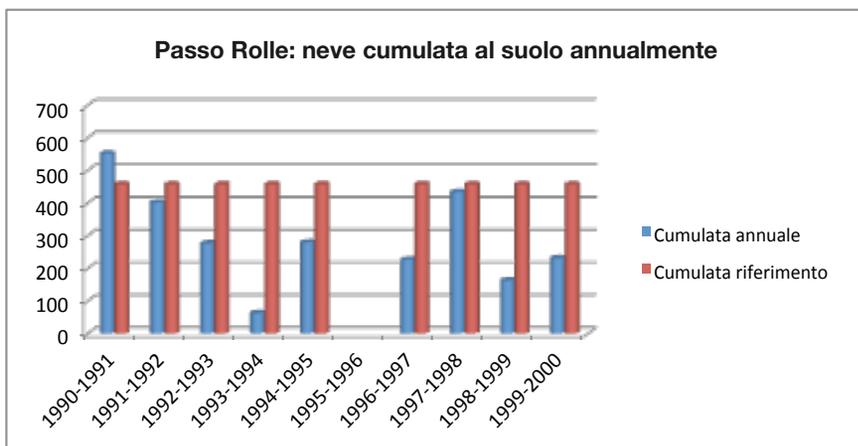
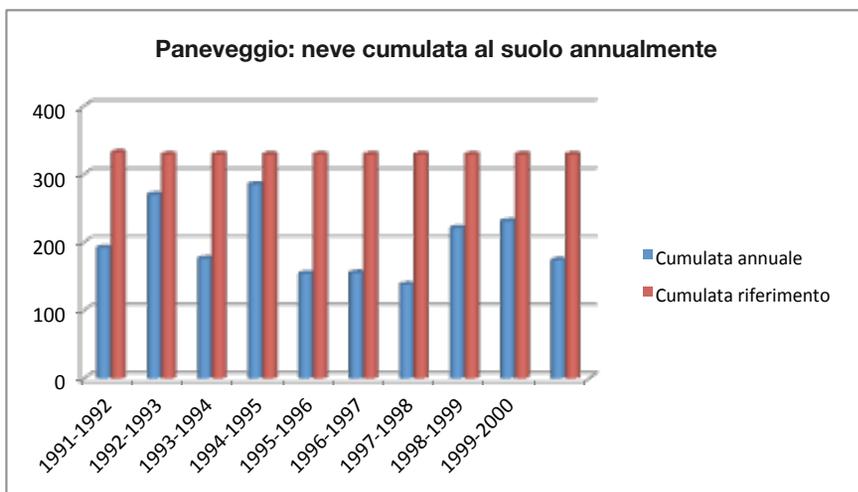
Le precipitazioni nevose

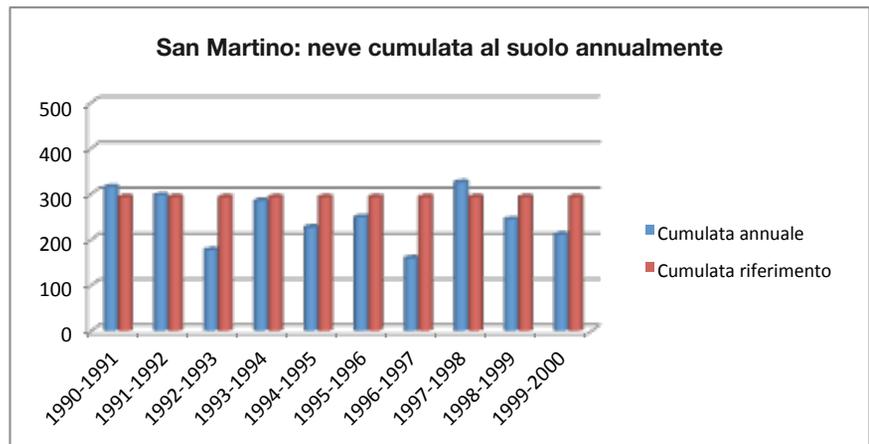
Dal punto di vista nivometrico il decennio si caratterizza per una penuria di precipitazioni pressoché continua e generalizzata su tutte tre le stazioni analizzate.

A Paneveggio il deficit è quasi sempre superiore al metro, con punte di 190 cm nell'inverno 1997-98.

Anche a Passo Rolle le differenze tra media trentennale e precipitazioni nevose nel decennio sono notevoli: dopo un primo inverno (1991-92) con una buona precipitazione, il resto del decennio si caratterizza per precipitazioni mediocri, in due casi inferiori ai 200 cm.

Analizzando il grafico relativo a questa stazione, salta subito all'occhio il dato dell'inverno 1993-94: il valore assolutamente fuori scala è dovuto al mal funzionamento della stazione che registra solo le precipitazioni





dell'anno 1993 e non quelle del 1994. Tale malfunzionamento si ripercuote anche sulle precipitazioni dei due inverni successivi, 1994-95 e 1995-96 (quest'ultimo addirittura senza dati pubblicati).

A San Martino le stagioni invernali sono certamente migliori ma, anche in questo caso, non eccezionali. Le quantità misurate si attestano attorno alla media, con un paio di casi in cui si segnalano deficit superiori al metro.

Le temperature

Dal punto di vista termometrico il decennio è di difficile lettura se si considerano solo i dati medi.

A San Martino infatti, a fianco di estati complessivamente fresche (con l'eccezione di agosto in cui supera la media massima di 0.3°C), si registrano temperature medie minime di 1.1 / 0.4°C sopra la media.

A Passo Rolle, dopo un giugno con temperature massime di 3°C inferiori alla media, si assiste ad una risalita dei valori soprattutto nel mese di agosto che è generalmente più caldo di 3°C rispetto alla media in qualsiasi anno del decennio lo si valuti. Anche analizzando i "giorni caldi" – quelli in cui la temperatura non scende mai sotto lo 0°C – si evidenzia come in generale siamo in presenza di un decennio caldo: a San Martino, se si esclude l'agosto del 1996 con solo 22 giorni caldi, praticamente tutti gli anni del decennio vedono estati con giornate sempre sopra gli 0°C; a Passo Rolle a fronte di 122 giornate estive (tra giugno e settembre) in media 113 siano sempre rimaste sopra gli 0°C, con punte anche di 120 (1997 e 1999).

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Nell'estate, a fronte di temperature elevate in entrambe le stazioni, i regimi pluviometrici differiscono abbastanza sensibilmente: a San Martino sei delle 10 estati analizzate vedono un deficit di pioggia superiore anche ai 100 mm, a Passo Rolle le estati deficitarie sono solo due. Analizzando il numero dei

giorni piovosi – quelli in cui la stazione registra almeno 1 mm di pioggia – si evince che le estati del decennio hanno generalmente un giorno in più di pioggia rispetto alla media. In definitiva siamo di fronte a estati con piogge



Fotografia del 1991 scattata dall'operatore glaciologico Cesco Cancian in corrispondenza del rilievo annuale. La Fradusta si immerge nel lago frontale.



Foto del 1992 scattata, probabilmente, a fine estate. È molto evidente come il ghiacciaio sia soggetto ad una ablazione molto forte che ha portato la linea di demarcazione tra il ghiaccio e la neve vecchia molto in alto.

Nella fotografia il lago appare molto esteso con un emissario che si getta in una coppia di piccoli laghetti secondari che fungono da inghiottitoi.

meno intense rispetto al decennio precedente, ma più frequenti. Fa eccezione il 1994 in cui il 14 settembre si verifica uno degli scrosci più intensi che si ricordino e che causa, oltre a fenomeni di colata detritica su numerosi collettori, anche l'allontanamento del detrito dalle superfici glaciali.

I ghiacciai

Dagli anni Novanta sono disponibili in rete alcune fotografie aeree che se confrontate in sequenza, soprattutto nel caso della Fradusta, ren-

Fotografia del 1999 scattata da Cescò Cancian.

Come si vede il lago che si era svuotato nel 1994 non si è più ricreato e l'inghiottitoio evidenziato nella fotografia precedente risulta appena visibile ma, sembra, non più alimentato.



Le fotografie aeree che riguardano il Travignolo, quella a fianco è del 1991, sono difficilmente confrontabili tra loro a causa della copertura detritica del ghiacciaio (che è una delle peculiarità di questo ammasso). Anche in questo caso la linea di ablazione sembra spingersi molto in alto ma l'ombreggiamento offerto dalle pareti rocciose protegge in misura maggiore il Travignolo rispetto alla Fradusta.



dono evidenti le perdite di superficie che i ghiacciai vanno subendo. Dal punto di vista glaciologico il decennio è un periodo “buio” in quanto le temperature estive alte (soprattutto le minime) e la poca neve caduta non favoriscono sicuramente una progressione degli ammassi.



La fotografia a fianco risale al 1991 ed evidenzia come il ghiacciaio cingesse ancora lo sperone centrale scendendo con due lingue fino a quota 2300 m sul livello del mare. Attualmente lo sperone roccioso centrale è assolutamente isolato dal contesto glaciale.

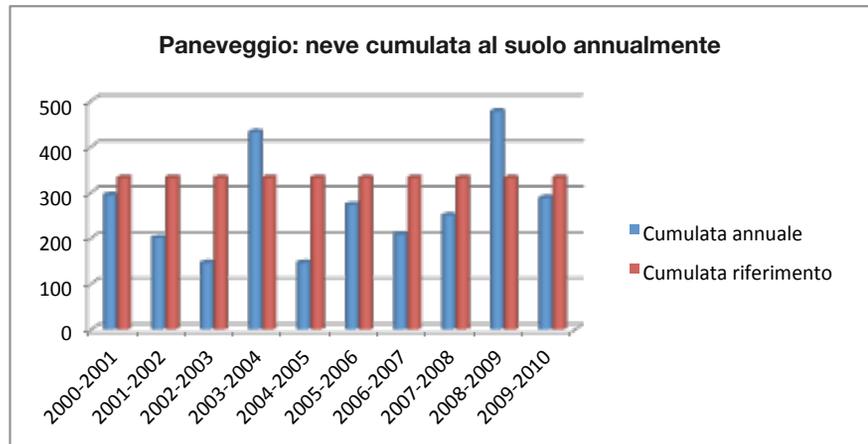


Nella fotografia a lato è ritratta la parte sinistra dello sperone dove il ghiacciaio, nel suo ritiro, ha formato una parete quasi verticale; sulla destra del roccione la lingua glaciale si immerge ancora nella morena (ed a quota inferiore).

Gli anni compresi tra il 2001 ed il 2010

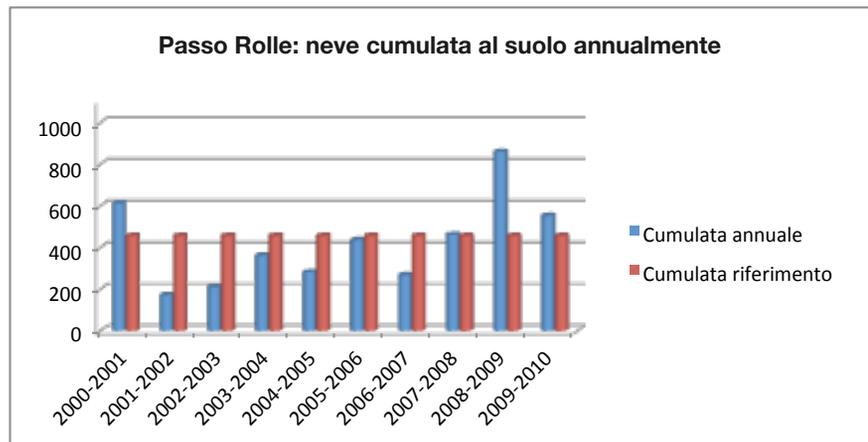
Le precipitazioni nevose

Le nevicate e di conseguenza l'altezza della neve al suolo alla stazione di Paneveggio risultano, per questo decennio, generalmente sotto la soglia: spiccano gli inverni 2003-04 e 2008-09 con oltre 400 cm di neve, ma per i restanti anni le quantità sono sempre modeste.



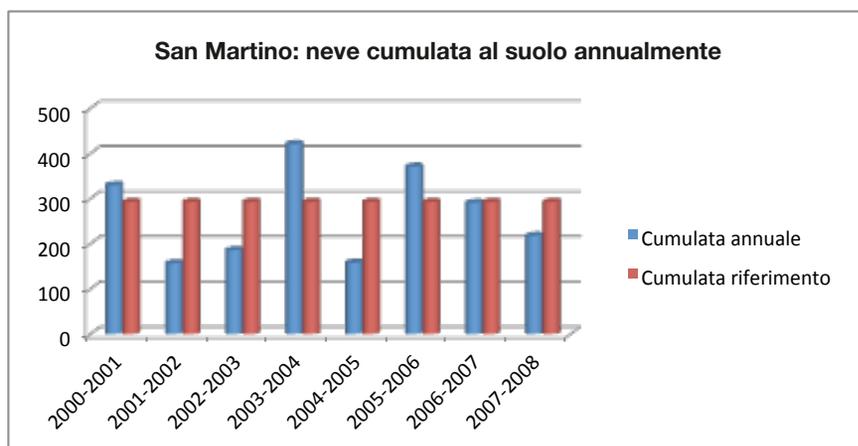
A Passo Rolle, nonostante un'annata particolarmente nevosa, siamo di fronte ad un decennio poco produttivo con un deficit complessivo nella precipitazione di quasi 350 cm.

Solo l'inverno 2008-09, in cui si misurano complessivamente 862 cm di neve, può essere ricordato come eccezionale affiancandosi al 1936-37 con 10.82 metri ed al "mitico 1951" con 15.57 metri.



È possibile che la non corrispondenza tra i valori dell'inverno 2003-04 tra le tre stazioni, ovvero il basso quantitativo misurato a Passo Rolle, sia dovuto o all'assenza di misure (che cominciano solo in dicembre) o

all'imperversare di raffiche di vento che hanno colpito il campo neve. Anche a San Martino negli otto anni in cui sono state rilevate le altezze di neve al suolo, si segnala un andamento altalenante con annate fortemente sotto la media ed altre con buone precipitazioni; purtroppo la stazione non è operativa negli ultimi due inverni del decennio e pertanto manca il dato della stagione 2008-09 che sicuramente sarebbe stato superiore alla media del trentennio.



Le temperature

Dal punto di vista termometrico il decennio deve essere considerato come un periodo molto caldo soprattutto nei primi anni. San Martino registra temperature massime estive che superano anche di 1,1°C la media del trentennio e dello stesso livello sono anche i dati raccolti da Passo Rolle. In quest'ultima stazione si registrano, nell'estate del 2003 che viene ricordata come una stagione torrida che vedrà la Fradusta dividersi in due parti, valori massimi di 22.5°C in giugno, 25.9°C in luglio, 24.1°C in agosto e 17.5°C in settembre, mentre a San Martino la colonna di mercurio sale a 27.2°C in giugno, 26.2°C in luglio, 29°C in agosto e 23.5°C in settembre. Anche le temperature medie minime raggiungono nel 2003 valori elevati superando le medie anche di due gradi. A San Martino la stazione raccoglie i valori massimi di 12.2°C in giugno, 13.2°C in luglio, 15.6°C in agosto e 8.7°C in settembre (già dal 23 aprile la minima era salita sopra lo 0°C e scenderà sotto questa soglia solo il 5 ottobre); anche a Passo Rolle le minime cominciano a salire sopra lo 0°C in primavera (il 23 maggio) rimanendo sempre su valori elevati con punte di 11.4°C in giugno, 10.9°C in luglio, 14°C in agosto e 10.2°C in settembre.

Se al posto delle temperature analizziamo i "giorni caldi" si può vedere come il 2003, nonostante che i 173 giorni complessivi sopra lo 0°C non rappresentino un record assoluto (battuto ad esempio dal 2006 con 188), spicchi per l'estate più lunga con 121 giorni caldi consecutivi.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

In questo decennio si segnalano le frequenti interruzioni nella raccolta dei dati che non permettono un'analisi approfondita delle precipitazioni alla stazione di San Martino.

Nel complesso siamo di fronte ad estati piovose, come quelle del 2001 e 2003, a cui se ne contrappongono altre relativamente siccitose.

I ghiacciai

Dal punto di vista glaciologico il decennio 2001-2010 è sicuramente uno dei periodi peggiori per la permanenza degli ammassi glaciali.

Inverni poco nevosi o con presenza di vento che spazzava le montagne, piogge importanti nel periodo estivo che facilitano lo scioglimento della neve di copertura, ma soprattutto estati calde, hanno messo a dura prova tutti gli ammassi glaciali delle Alpi.

La Fradusta durante i rilievi del 2002: questa è l'ultima immagine che documenta il ghiacciaio in un tutt'uno.



La Fradusta nell'agosto 2009, ovvero dopo l'inverno delle grandi nevicate (862 cm a passo Rolle). Come si vede, nonostante il gran quantitativo di precipitazioni, rimane solo la neve in copertura al ghiacciaio.



Nel 2003, anno ricordato per le notevoli vampate di calore che ne caratterizzano l'estate, è lo spartiacque tra la Fradusta di un tempo e quella che ora vediamo: è infatti nell'agosto di quest'anno che si scioglie quella leggera lingua di ghiaccio che collegava il ghiacciaio superiore a quello più basso dando vita a due placche che, dal punto di vista glaciologico (non raggiungendo più la superficie minima di 5 ettari), vengono declassate da ghiacciaio a glacionevato.



Il ghiacciaio della Pala di San Martino visto dall'interno del canalone: in questa fotografia si può ben apprezzare la *trim line*, ovvero la linea di massimo spessore raggiunto dal ghiacciaio.



La Pala di San Martino ed il suo piccolo ghiacciaio fotografati nel 2005 da Cima Rosetta. In questa fotografia si apprezza la copertura detritica pressoché continua che non permette che una stima della superficie glaciale.



Il ghiacciaio del Travnigolo ritratto nel 2006.
Si può notare sia la notevole copertura detritica sia l'elevata quota che ha raggiunto la linea di ablazione.



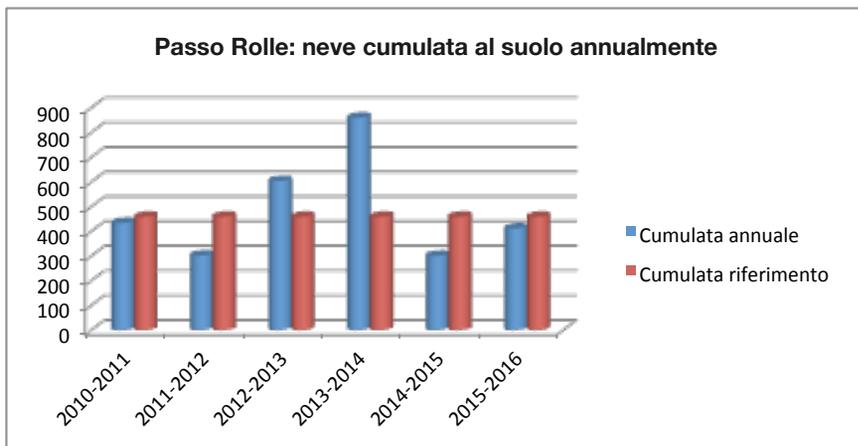
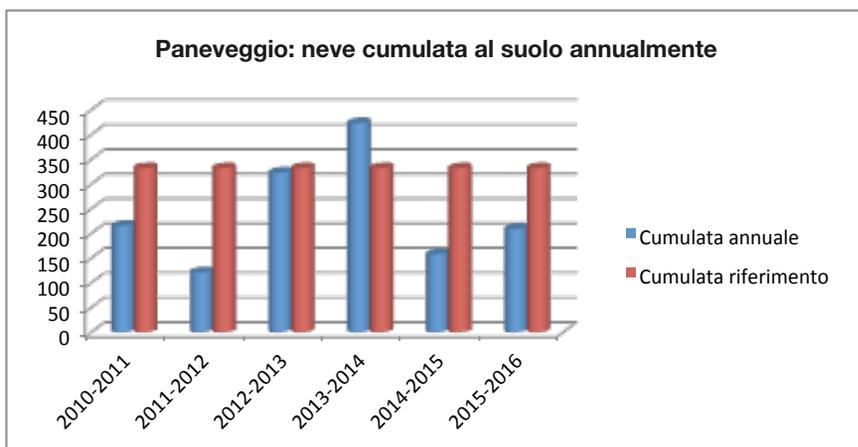
Nella fotografia di Milos Lago dell'ottobre 2009 è ritratto il Travnigolo quasi frontalmente. Nell'immagine è possibile apprezzare da un lato il notevole ritiro del ghiacciaio che ha ormai isolato lo sperone centrale, dall'altra la copertura detritica derivante da frane per crollo dovute anche allo scioglimento del permafrost.

Gli anni compresi tra il 2011 ed il 2016

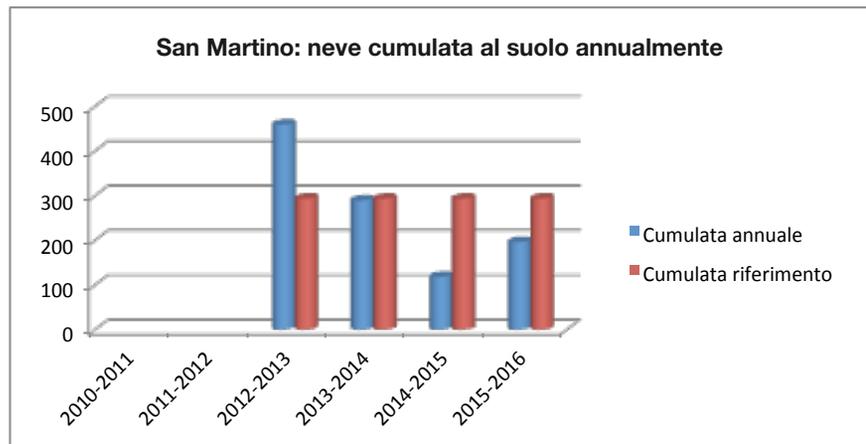
Gli ultimi anni descritti in questo quaderno sono anni “duri” per i ghiacciai con perdite generalizzate di superficie e spessori che li hanno ridotti, soprattutto nel caso della Fradusta, a piccole placche relegate nelle aree più protette dall’ombra generata dalle montagne circostanti.

Le precipitazioni nevose

In questi sei anni si segnalano, se si escludono gli inverni 2012-13 e 2013-14, significativi deficit di precipitazione nevosa con un tendenziale spostamento delle nevicate ad iniziare da metà gennaio in poi.



In un quadro di generale riduzione delle precipitazioni, un discorso a parte merita l’inverno 2013 – 2014: questa è una stagione “difficile” in quanto le condizioni climatiche sono estremamente variabili con precipitazioni che passano da piovose a nevose senza soluzione di continuità; ma se questa tipologia è abbastanza normale per il fondovalle, l’anomalia sta nel fatto



che questa variabilità raggiunge e supera anche la quota 1500, dando luogo a strati nevosi estremamente compatti che dureranno alle quote superiori per tutta l'estate.

Le temperature

Grazie alla collaborazione della Provincia Autonoma di Trento – la struttura di Meteotrentino in particolare – nell'estate 2011 viene posizionata a quota 2700 m una stazione meteo nei pressi del ghiacciaio della Fradusta. Questa stazione, nonostante alcune vicissitudini legate alla caduta di fulmini che danneggiano gli apparati di registrazione dei dati, permette finalmente di ottenere “numeri” in prossimità del ghiacciaio: proprio per l'importanza dei valori, nella tabella successiva si riportano le temperature medie minime e massime nonché il numero medio di giorni in cui la temperatura non scende sotto gli 0°C.

Mese	T media massima	T media minima	Giorni caldi
Giugno	9,2	2,2	18
Luglio	11,0	4,1	28
Agosto	11,1	4,2	27
Settembre	7,8	1,9	19

Come si vede siamo in presenza di temperature elevate che, se nel caso delle massime si discostano da 1 fino a 3.6°C rispetto alla media del trentennio di riferimento (le temperature di confronto sono quelle registrate a San Martino ridotte di 0.65°C ogni 100 metri di aumento di quota), nel caso delle minime sfiorano addirittura i quasi 8 gradi di differenza nel mese di agosto (e comunque oscillano tra + 3.5°C in giugno e + 5.5°C in settembre); differenze simili si riscontrano anche se il differenziale di 0.65°C viene applicato alle temperature di Passo Rolle.

Anche i dati raccolti a Passo Rolle confermano i superamenti: gli incre-

menti delle minime rispetto alle medie trentennali sono compresi tra i 2°C (luglio) e i 4°C (agosto) e, per quanto riguarda le massime, di 1 - 3°C sempre negli stessi mesi. A San Martino si registrano valori discordanti: se le minime medie sono sempre superiori a quelle trentennali (però di frazione di grado), le massime risultano al contrario inferiori alle medie trentennali (anche di 2 gradi – in settembre).

In generale pertanto, fatta parziale eccezione per la stazione di San Martino, dal punto di vista termometrico i sei anni in cui sono rilevate le temperature possono essere considerati come un periodo “caldo”.

Le precipitazioni liquide nel periodo estivo

Analizzando le precipitazioni del periodo estivo, i sei anni appena trascorsi possono essere ricordati come un lasso di tempo piovoso, con superamenti generalizzati delle medie (ad esclusione dell'estate 2013). Se a precipitazioni importanti uniamo temperature elevate, il risultato è scontato: le precipitazioni anche alle quote della Fradusta sono state quasi sempre liquide ed hanno avuto come “effetto collaterale” un incremento nella velocità di scioglimento della neve superficiale che ha favorito il conseguente scioglimento dei ghiacciai.

I ghiacciai

Dal punto di vista glaciologico questi sei sono anni di agonia per i ghiacciai: infatti tolto l'inverno 2013-14 in cui si registrano precipitazioni nevose abbondanti che permangono al suolo nel caso della Fradusta per tutta l'estate proteggendo il ghiacciaio dall'ablazione, durante tutti gli altri anni si registrano perdite areali e volumetriche importanti.



Il ghiacciaio della Fradusta nel settembre 2010.

Per rendere più esplicita l'agonia dell'ammasso è stata costruita la tabella seguente in cui, utilizzando i dati raccolti da Gino Taufer per il Parco Paneveggio – Pale di San Martino, si sono messe a confronto le superfici partendo dal 2010.

Anno	Area in ettari		Perdita %	Incremento %
	In meno	In più		
2010	8.8			
2011	7.3	1.5	17%	
2012	5.5	1.8	24%	
2013	6.8			23%
2014	7.1			5%
2015	5.4	1.7	24%	
2016	3.2	2.2	41%	

Gli incrementi in superficie rilevati negli anni 2013 e 2014 sono fittizi in quanto i due inverni 2012-13 e 2013-14 sono stati particolarmente nevosi ed era complicato riuscire a distinguere durante il rilievo il limite del ghiacciaio, ovvero cogliere la differenza tra la sola neve compatta dell'inverno precedente e ghiaccio ricoperto dalla stessa.

Il dato significativo è che, in sette anni, la superficie si è ridotta a poco più di un terzo (36%) passando da quasi nove a poco più di tre ettari.



La Fradusta a fine estate 2016.

In una situazione analoga, anche se un po' meno estrema, versa il ghiacciaio del Travignolo.

In questo caso non è semplice riuscire a quantificare gli arretramenti della fronte del ghiacciaio proprio per la morfologia del tratto terminale che sembra immergersi nel detrito. Guardando il ghiacciaio, sulla destra dello sperone, compare però una balconata rocciosa che è l'unico tratto in cui possono essere fatte valutazioni oggettive sulla riduzione del fronte.

Il rilievo ha permesso di valutare in oltre un metro e mezzo il ritiro medio



Il Travignolo nel 2010.



Il Travignolo nel 2015.

annuale in questo tratto di ghiacciaio, con una altrettanto significativa diminuzione nello spessore.

Il Ghiacciaio della Pala subisce, come gli altri, un calo continuo nello spessore.



Il Ghiacciaio della Pala fotografato nell'estate 2010. Gran parte della superficie risulta coperta da neve dell'inverno precedente.

Il Ghiacciaio della Pala nel 2015.
Da notare come l'ablazione interessa tutta la superficie e come, con lo scioglimento, siano venute alla luce le polveri sahariane depositatesi nel febbraio 2014.



Riuscire a valutare anche in questo caso le dimensioni del ritiro è complicato in quanto sull'ammasso non vengono effettuati rilievi diretti per la difficile accessibilità dei luoghi. Paragonando le due fotografie, chiaramente le situazioni sono diverse in quanto nel 2010 l'area era coperta di neve, circostanza che si ripete solo parzialmente nel 2015; si può comunque notare un certo affossamento centrale nel corpo glaciale; questa diminuzione di spessore, ammesso che effettivamente si sia verificata, non è però quantificabile con precisione.

Capitolo VIII
Confronto fotografico
tra la situazione attuale e quella
della fine dell'Ottocento

Una fotografia, o meglio il confronto tra fotografie scattate in epoche diverse, serve più di molte parole per descrivere un fenomeno ed è quello che viene fatto in questo capitolo ponendo una di fronte all'altra la fotografia più vecchia e quella, possibilmente scattata dallo stesso punto, del 2016. Dalla fine della Piccola Età Glaciale nel 1850 circa ad oggi si è assistito, come era prevedibile dato che la metà del diciannovesimo secolo rappresenta il culmine di un periodo freddo, ad un aumento delle temperature con una conseguente diminuzione nelle superfici e nello spessore dei ghiacciai in tutto l'arco alpino (ed il Gruppo delle Pale di San Martino in questo non fa eccezione).

Quello che impressiona però è l'accelerazione del fenomeno che si è riscontrata dagli anni Novanta e che può essere sintetizzata, prendendo ad esempio il Ghiacciaio della Fradusta, in due semplici numeri: poco meno di 22 ettari di superficie nel 1994, 3.2 ettari (ma formati da tre superfici separate) nel 2016 con un calo netto di quasi il 41% rispetto all'anno 2015. L'aumento delle temperature è un dato di fatto inequivocabile ma quello che fa pensare è l'aumento nel numero di giorni estivi (ovvero quelli in cui la temperatura minima non scende sotto gli 0°C) che si è verificato negli anni anche a quote elevate. A poco serve che si ripetano inverni nevosi come quello del 2013-14 con quasi 9 metri di neve cumulata al suolo a Passo Rolle se si verificano poi tra giugno e settembre 100 o più giorni consecutivi con temperature sempre sopra lo zero: gli oltre tre metri di neve dura e compatta misurata alla fronte del ghiacciaio della Fradusta al 20 giugno 2014, già al 20 di agosto erano scomparsi e la linea di ablazione si era spostata molto in alto sul versante.



Il ghiacciaio della Fradusta agli inizi del Novecento.



La Fradusta nella primavera 2015.



Il ghiacciaio della Pala in un'immagine scattata da Giuseppe d'Anna nel 1895.



Lo stesso ghiacciaio nel 2016.



Il Travignolo ritratto da Unterveger nel 1900.



Il Travignolo nel luglio 2015.

Capitolo IX

La vegetazione degli ambienti prossimi ai ghiacciai

Le aree da cui i ghiacciai si sono ritirati da poco tempo sono zone sempre “difficili” per la colonizzazione vegetale a causa sia della instabilità meccanica (ad esempio le morene del ghiacciaio della Pala di San Martino e del Travignolo hanno una notevole pendenza ed essendo formate da materiali sciolti e non coesivi prima di essere colonizzate definitivamente devono raggiungere un angolo di stabilità che è diverso anche a seconda della composizione granulometrica e litologica della morena) sia del fatto che il detrito di origine glaciale è in generale povero di nutrienti, potendo considerare quasi un abbozzo di terreno di neoformazione. Se a questi due fattori limitanti si aggiunge il clima di alta montagna che a sua volta è condizionato da moltissimi aspetti tra cui radiazione solare, temperatura, umidità atmosferica, vento e precipitazioni (fattori a loro volta influenzati da parametri morfologici quali l’altitudine, esposizione e l’orografia, solo per citare i principali) si capisce come la colonizzazione vegetale di questi ambienti risulti estremamente difficile e come le poche specie che sopravvivono in questi luoghi siano, per forza di cose, estremamente rustiche ma anche specializzate e pertanto vadano assolutamente rispettate.

Gli ecosistemi di quota sono sì semplificati e formati da poche specie vegetali ed animali ma ad un occhio attento appaiono vitali e, proprio per la loro localizzazione estrema, molto interessanti.

Per analizzare compiutamente la vegetazione delle aree glaciali del Gruppo delle Pale di San Martino sarebbe necessario un quaderno a sé: ogni ghiacciaio e le sue pertinenze infatti hanno caratteristiche morfo-climatiche diverse che non permettono eccessive generalizzazioni nella descrizione (e d’altra parte non è scopo del quaderno analizzare approfonditamente la vegetazione). Si è perciò deciso di descrivere in misura comunque semplificata due sole situazioni: l’Altipiano delle Pale con il ghiacciaio della Fradusta e la valle del Travignolo con il ghiacciaio omonimo.

Si tratta di due aree molto diverse tra di loro, quasi antitetiche: l’una di altipiano e pertanto di morfologia che possiamo definire di zona ondulata ma quasi pianeggiante, l’altra di valle stretta con versanti ripidi; l’una a 2650 metri di quota media sul livello del mare, l’altra a quota massima di 2300 metri ma che degrada fino ai 2000-2100 metri.

L’area della Fradusta, pur con tutte le cautele del caso, è stabile con morene che difficilmente si muovono e che si intervallano ad affioramenti rocciosi i quali, dove era presente il ghiacciaio – e soprattutto sul fondo di quest’ultimo – sono compatti e poco frantumati o fessurati.

La valle del Travignolo, o meglio la parte su cui si distende la morena frontale (che si accavalla e compenetra nelle conoidi detritiche del Cimon della Pala e della Vezzana), è un versante a forte pendenza formato da detrito grossolano ma in alcune aree anche minuto (selezionato sia dalla gravità che da fenomeni di trasporto torrentizio durante i temporali estivi che interessano l’area).

Pertanto si descriveranno due aree: una di pendio relativamente uniforme ma in continua evoluzione, il Travignolo, l'altra di altipiano che seppur complessa data la presenza di doline e piccoli promontori è molto più stabile nel tempo, la Fradusta.

È intuitivo che, man mano che ci allontaniamo dalle fronti glaciali (e di conseguenza scendiamo di quota), la vegetazione diventa sempre più evoluta e complessa in quanto ha avuto più tempo per svilupparsi ed evolversi e si trova in aree che hanno raggiunto una maggior stabilità ma soprattutto hanno condizioni ecologiche più favorevoli. Analizzando queste situazioni in funzione delle associazioni vegetali si individuano alcuni passaggi significativi.

Primo passaggio: specie dimoranti su materiali instabili appartenenti alla classe *Thlaspietea rotundifolii* corrispondente all'Habitat 8120 "Ghiaioni calcarei e scistocalcarei montani e alpini" definito dalla Direttiva della Comunità Europea nota con il nome di NATURA 2000.

Secondo passaggio: specie dimoranti su materiali in cui cominciano a comparire lenti di materiali più fini: alle precedenti si associano elementi della classe *Salicetea herbeceae* caratteristiche delle vallette nivali. Queste colonizzazioni possono essere incluse, almeno in parte, nell'Habitat 6170 "Formazioni erbose calcicole alpine e subalpine".

Terzo passaggio: più ci si allontana dal ghiacciaio più le specie che compaiono appartengono alle praterie alpine calcifile quali *Seslerietea albicantis* cui si aggiungono però in numero più ridotto, elementi della classe *Festuco-Brometea*. Anche in questo caso la colonizzazione può venir inclusa nell'Habitat 6170 "Formazioni erbose calcicole alpine e subalpine".

Quarto passaggio: a distanza molto maggiore compaiono i primi cespi e specie arboree isolate, indice che il suolo ha raggiunto una maggior stabilità e caratteristiche fisico-chimiche più evolute. Quest'ultimo passaggio o fase non può comparire chiaramente nei dintorni della Fradusta in quanto l'altipiano si trova ben oltre l'attuale limite della vegetazione arborea (inteso come limite del bosco strutturato ma anche dei singoli alberi isolati) ed è chiaramente distante anche dal fronte del ghiacciaio del Travignolo: si tratta di aree ascrivibili all'Habitat 4060 ("Lande alpine e boreali") ma anche di Seslerieti (habitat 6170), ovvero quelle aree migliori che sono da sempre destinate al pascolo ed in cui la vegetazione arboreo/arbustiva è controllata dal brucamento animale e perciò dal numero di capi che vengono monticati nelle malghe durante l'estate.

La vegetazione della morena del ghiacciaio della Fradusta

Come specificato precedentemente siamo in presenza di stazioni floristiche di quota elevata in cui il terreno si scopre completamente dalla neve non prima della metà di luglio e che, proprio per la quota, può comunque

subire processi di congelamento e scongelamento in qualsiasi momento della corta stagione estiva. È chiaro che in una situazione come questa poche sono le specie che possono sopravvivere.

Lo studio più puntuale sulla vegetazione nella zona della Fradusta risale al 2003 a cura di Carlo Genzo: questo studioso ha analizzato l'Altipiano in cinque punti trovando un incremento nel numero delle specie man mano che ci si allontana dal fronte glaciale. A 150 m di distanza le specie erano 5, a 1500 metri il numero raggiungeva le 18. Nella tabella successiva, sintesi dello studio sopra ricordato, sono riportate per le due stazioni più estreme le specie classificate da Genzo.

<i>STAZIONE A – distanza 150 m dalla fronte, quota 2650, morena sassosa, ghiaie e lenti di sabbia fine</i>	<i>STAZIONE E – Distanza 1500 m dalla fronte, quota 2550, rocce carbonatiche affioranti che con piccole isole di prato (- del 10% della superficie)</i>
<i>Arabis caerulea – Cerastium uniflorum – Hutchinsia alpina – Papaver rhaeticum – Thlaspi rotundifolium</i>	<i>Arabis pumilia – Arenaria ciliata – Cerastium latifolium – Dryas octopetala – Eritrichium nanum – Gentiana terglouensis – Minuartia verna – Moehringia ciliata – Papaver rhaeticum – Petrocallis pirenaica – Poa alpina – Ranunculus alpestris – Salix retusa – Saxifraga sedoides – S. biflora – S. caesia – Sesleria spherocefala – Silene acaulis</i>

Se analizziamo l'area utilizzando le definizioni della Direttiva NATURA 2000 (che valuta l'habitat come insieme di specie) e non le singole specie, è possibile individuare, nei pressi della depressione della Fradusta due tipi di Habitat: il numero 8120 sulle aree più detritico-moreniche, ovvero sui terreni sciolti, il numero 8210 nella aree in cui affiora la roccia e la vegetazione è relegata nelle fessure della stessa.

Le comunità dei ghiaioni (8120) sono spiccatamente pioniere e stabili¹ fin tanto che le falde detritiche sono alimentate; in caso contrario l'evoluzione di questo habitat sull'Altipiano è diretta verso le comunità delle praterie alpine (6170) e delle vallette nivali.

Le comunità incluse nell'Habitat 8210 (Pareti rocciose calcaree con vegetazione cosmofitica) sono composte da specie pioniere che, dal punto di vista evolutivo, sono tra le più stabili per le ridottissime possibilità di evoluzione dell'ambiente in generale e del suolo interno alle fessure in particolare.

¹ Il concetto di stabilità degli habitat è simile a quello del materiale che forma un pendio: un pendio è stabile quando non si muove ed allo stesso modo un habitat è stabile quando non progredisce o non regredisce verso un altro tipo di habitat. È questo il caso della vegetazione dei ghiaioni: se il pendio non si muove (e ci sono le condizioni ecologiche favorevoli) la vegetazione cambia – l'habitat non è stabile – e si evolve verso un tipo diverso; se al contrario il ghiaione è in continua evoluzione la vegetazione non ha la possibilità di progredire (evolversi verso qualche cosa di diverso) e quel determinato habitat rimane stabile.

Per alcune delle specie, quelle più appariscenti e più facili da ritrovare percorrendo i sentieri verso la Fradusta, viene riportata la fotografia.

La vegetazione della morena del ghiacciaio del Travignolo

La morena ed il conoide detritico che stanno alla base del ghiacciaio del Travignolo subiscono periodici fenomeni di “ringiovanimento” dovuti all’effetto della gravità (per colate detritiche, erosioni durante i fenomeni temporaleschi, crolli in roccia dalle pareti sovrastanti, valanghe – anche se quest’ultime modellano il territorio in misura meno importante che i tre fenomeni naturali precedenti). Questo continuo dinamismo nel detrito si rispecchia anche su quello vegetazionale: in una ideale sezione che parta dal Pian della Vezzana e risalga fino al ghiaccio del Travignolo si rinvengono tutta una serie di situazioni che hanno come punti estremi la morena nuda da un lato ed il bosco di conifere dall’altro, passando chiaramente per numerose situazioni intermedie.

Scendendo dal ghiacciaio si susseguono popolamenti formati da poche specie, radi ed aperti negli stadi più primitivi, poi vegetazioni caratterizzate da un aumento nel numero delle specie e del loro grado di copertura del suolo fino alla formazione dei tappeti erbacei (i seslerieti) e, alla fine, il bosco.

Nella fotografia si è voluta indicare, ma solo orientativamente, questa diversa successione nell’evoluzione della vegetazione che si rende evidente anche con le diverse tonalità di grigio-verde dell’immagine.

In basso con il numero 1 viene indicata l’area degli alberi isolati (meglio definita dal punto di vista fotografico nell’immagine successiva),



con il numero 2 una fascia in cui sono presenti elementi arbustivi a salice anch'essi sparsi, con il numero 3 le aree occupate da un discreto numero di specie erbacee, con il numero 4 le zone percorse ultimamente da colate detritiche e su cui la vegetazione è estremamente rada e va a scomparire man mano che, risalendo il conoide, ci si avvicina allo sperone roccioso centrale.

Allo stesso modo che per l'Altipiano delle Pale, anche in questo caso è possibile analizzare l'area utilizzando le classificazioni della Direttiva Habitat: l'Habitat 8340 (Ghiacciai permanenti) corrisponde alla valle innevata del Travignolo, i numeri 1, 2, 3 e 4 possono essere conglobati tutti nell'Habitat 8120 - i ghiaioni ascrivibili alla classe *Thlaspietea rotundifolii*, l'habitat 4060 (Lande alpine e boreali), i Seslerieti che rientrano tra le Formazioni erbose calcicole alpine e subalpine ed i lariceti (Habitat 9420) non compaiono in questa fotografia ma sono indicati nella successiva.

In questa seconda fotografia, scattata dal Pian della Vezzana, sono indicati con i numeri gli habitat:

- 1 – Ghiacciai permanenti – Habitat 8340
- 2 – Pareti rocciose calcaree con vegetazione cosmofitica - Habitat 8210
- 3 – Ghiaioni calcarei e scisto calcarei montani e alpini – Habitat 8120
- 4 – Lande alpine e boreali – Habitat 4060
- 5 – Lariceto – Habitat 9420
- 6 – Formazioni erbose calcicole alpine e subalpine, i seslerieti – Habitat 6170



Catalogo per immagini di alcune delle specie rinvenibili sulle morene della Fradusta e del Travignolo

Di seguito sono elencate alcune delle specie che possono essere rinvenute sull'Altipiano o sulla morena del Travignolo.

Specie fotografate sull'Altipiano delle Pale di San Martino



Cerastium uniflorum.



Thlaspi rotundifolium (L.) Gaudin.



Pritzelago alpina ssp. brevicaulis (Sinonimo: *Hutchinsia alp. ssp. brevic.*).



Papaver rhaeticum.



Linaria alpina.



Silene acaulis (L.) Jacq.



Gentiana verna.



Eritrichium nanum su tappeto di *Silene acaulis*.



Armeria alpina ed il tappeto di *Salix serpillifolia* e la piccola fioritura di *Silene acaulis*.



Saxifraga facchinii.



Poa alpina.



Taraxacum alpestre.



Phyteuma sieberi.



Saxifraga aizoides L.



Achillea oxyloba.



Doronicum columnae.



Leontodon hispidus.



Pedicularis verticillata (e Salix retusa).



Potentilla nitida.



Saxifraga caesia.



Salix retusa.

Capitolo X

La fauna

Piergiovanni Partel

Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino

A prima vista le porzioni più elevate del Massiccio delle Pale di San Martino, e tra queste anche l'Altipiano delle Pale, rappresentano un habitat inospitale per la fauna. Si sente spesso dire che l'Altipiano delle Pale è un "ambiente lunare" a indicare condizioni talmente estreme da non permettere quasi la vita di animali o vegetali.

Ad un occhio attento però l'Altipiano è tutt'altro che un ambiente sterile, nonostante la situazione climatica proibitiva, sono presenti varie specie animali. Molte di queste, tipicamente alpine, hanno sviluppato adattamenti morfologici, comportamentali e metabolici che permettono la loro sopravvivenza in situazioni tanto difficili.



Ermellino in abito invernale
(Archivio Ente Parco).

Tra gli adattamenti più interessanti troviamo il mimetismo criptico stagionale, cioè la presenza in alcune specie, di una livrea estiva con tonalità prevalenti grigio – brunastre e una invernale di colorazione bianco candida, con variazioni di colorazione intermedie, tra una fase e l'altra, più o meno accentuate che le rendono omocrome all'ambiente. Tale adattamento si osserva in tre specie tipicamente alpine, ma completamente diverse tra loro, la lepre variabile (*Lepus timidus*), l'ermellino (*Mustela erminea*) e la pernice bianca (*Lagopus muta*), tutte presenti nel contesto di riferimento. La caratteristica di mutare il pelo o le piume con pigmentazioni che si adattano in modo estremamente mimetico all'ambiente circostante, ha sicuramente un ruolo determinante nella capacità di sottrarsi alla azione predatoria e, nel caso dei carnivori, di aumentare anche la capacità di successo nella predazione. Il vantaggio derivante da questo tipo di mimetismo risulta evidente anche alla luce del fatto che, delle poche specie di mammiferi e uccelli che vivono sulle Alpi sopra il limite della vegetazione, ben tre, hanno sviluppato in modo convergente tale adattamento.

Altri sono gli aspetti morfologici che denotano l'adattamento di queste specie a tale ambiente; nel caso della lepre variabile e della pernice bianca le zampe sono strutturate in modo tale da aumentarne la superficie di appoggio e quindi nel caso di presenza di neve, per fungere da racchette e non far affondare l'animale. Inoltre la presenza di piume o peli che ricoprono completamente gli arti inferiori serve per ridurre la dispersione di calore. Sempre nel caso della lepre variabile e della pernice bianca anche il com-



Lepre variabile in abito invernale (Archivio Ente Parco).



Giovane lepre variabile in abito estivo (Ph Gilberto Volcan).

portamento riproduttivo risulta estremamente adattato all'ambiente. In queste due specie la capacità di accrescimento dei piccoli è estremamente elevata. Questo risulta decisamente importante alla luce della ridotta durata della stagione estiva a tali altitudini. In alcuni anni, infatti, la copertura nevosa al suolo permane continuativamente anche per otto mesi. I piccoli sono nidifughi, alla nascita sono già ricoperti di peli nel caso della lepre variabile e di un fitto piumino nel caso della pernice bianca. Dopo novanta giorni dalla nascita, raggiungono quasi le dimensioni degli adulti; ciò risulta estremamente importante in ambienti caratterizzati da stagioni estive di breve durata, in quanto nei giovani, il raggiungimento di un buon peso nel



Bruco di Noctuidae (Ph Erwin Filippi Gilli).



Pernice bianca in livrea estiva (Ph Giovanni Pelucchi).



Pernice bianca in livrea invernale (Archivio Ente Parco).

periodo autunnale aumenta le possibilità di sopravvivere all'inverno. Nel caso della pernice bianca l'accrescimento è subordinato alla possibilità dei pulcini di reperire abbondante entomofauna, di cui si nutrono nel primo periodo di vita e dalla quale possono trarre elevate quantità di proteine.

Nella lepre variabile, inoltre, le estremità (orecchie, coda e arti) sono di dimensioni inferiori se confrontate con quelle di altre specie dello stesso genere che vivono in ambienti caldi, garantendo la riduzione della dispersione di calore.

Nel caso della pernice bianca, l'intestino risulta molto sviluppato e caratterizzato dalla presenza di diverticoli; questo permette al cibo di rimanere nell'apparato digerente per un tempo più lungo, aumentando la capacità di digestione delle sostanze ricche di fibra e l'assorbimento dei nutrienti, estremamente poveri negli alimenti di cui si nutre questa specie nel periodo invernale. Dal punto di vista comportamentale la pernice bianca scava cunicoli sotto alla neve con il duplice scopo di riuscire a raggiungere il suolo arrivando allo strato vegetale e, allo stesso tempo, di sfruttare la capacità isolante della neve, riducendo così il dispendio energetico necessario per il mantenimento di una adeguata temperatura corporea.

Relativamente a questa specie sull'Altipiano delle Pale, a partire dai primi anni '90 del secolo scorso, su un'area campione, vengono condotti annualmente i censimenti primaverili e quelli estivi con l'ausilio dei cani da ferma, finalizzati all'accertamento del trend e del successo riproduttivo.

Tra gli ungulati due sono le specie che frequentano l'orizzonte alpino, il camoscio (*Rupicapra rupicapra*) e lo stambecco (*Capra ibex*). Anche in questo caso l'adattamento all'ambiente è visibile in alcuni aspetti morfologici e comportamentali di entrambe le specie.

Nel caso del camoscio, infatti, le zampe sono robuste e munite di zoccoli dai bordi duri e taglienti, in grado di far presa anche sulla neve ghiacciata. Tra le due dita che poggiano a terra è presente una membrana che aumenta



Camoscio (Ph Bruno Bressan).

la superficie di appoggio, facilitando il movimento dell'animale su terreno innevato. Il manto invernale è molto fitto e di colore scuro, questo permette sia un maggiore isolamento che l'assorbimento delle radiazioni solari. Le grandi dimensioni del cuore e l'elevato numero di globuli rossi aumentano la capacità di ossigenazione del sangue anche in alta quota dove l'aria è più rarefatta. Infine, questa specie, grazie alla anatomia e alla fisiologia dell'apparato digerente riesce a variare la propria dieta durante le stagioni, risultando efficiente nella digestione delle essenze coriacee e ricche di fibra di cui si nutre nel periodo invernale. Contrariamente allo stambecco, il camoscio predilige luoghi più bassi e riparati in quanto è in grado di sopportare un innevamento notevole proprio grazie ai suoi particolari adattamenti morfologici (Mustoni *et al.*, 2002).

Il camoscio ha raggiunto la sua massima consistenza nei primi anni 2000, con una popolazione gravitante nella porzione trentina delle Pale di San Martino caratterizzata da densità elevate, evidenziate nel censimento estivo del 2002, nel quale sono stati conteggiati più di 600 esemplari. Successivamente, anche a causa della epidemia di rogna sarcoptica (*Sarcoptes scabiei*), comparsa nell'area a partire dal 2007, il contingente si è notevolmente ridotto perdendo quasi il 60% della popolazione, con un conteggio minimo di 274 capi nel censimento estivo del 2013. Attualmente la popolazione si sta gradualmente riprendendo.

Lo stambecco, invece, pur essendo un ungulato che riesce a vivere durante tutto l'arco dell'anno alle quote più elevate, non è particolarmente adattato alla presenza di neve. È, tuttavia, un arrampicatore eccezionale, grazie a questa qualità per lo svernamento riesce a scegliere aree rocciose caratterizzate da pareti verticali, esposte a meridione, dove la neve non riesce ad accumularsi o si scioglie velocemente anche d'inverno.

Per fare questo i suoi zoccoli si sono evoluti in modo tale da garantire all'animale capacità di aderenza alle rocce più lisce. Hanno infatti la solea e il fettone particolarmente morbidi. Inoltre le pinzette dello zoccolo sono notevolmente divaricabili e indipendenti tra loro nel movimento, consentendo all'animale di sfruttare due appoggi differenti per ogni arto durante la progressione (Mustoni *et al.*, 2002).

Sul Massiccio delle Pale di San Martino lo stambecco è stato reintrodotta con un apposito Progetto a partire dal 2000 e sino al 2002, con il rilascio di 30 soggetti provenienti dalle Alpi Marittime. Tra il 2010 e il 2013, successivamente all'epidemia di rogna sarcoptica che ha colpito la colonia, riducendola ad una consistenza di meno di 20 animali, si è proceduto all'attivazione di un'operazione di rinforzo, concretizzatasi con la liberazione di ulteriori 14 soggetti provenienti dalle Marmarole, nel Bellunese (Partel *et al.*, 2016). Al 2015 la popolazione era stimata in 50 individui.

Il Massiccio delle Pale di San Martino risulta un'area estremamente interessante per la sopravvivenza di queste specie, per altre, di dimensioni decisamente minori, risulta vitale.



Stambecco (Ph Maurizio Salvadori).

Si tratta di alcuni invertebrati che hanno trovato solo in questi ambienti le caratteristiche idonee alla loro sopravvivenza. Recentemente infatti, grazie a due differenti studi promossi dall'Ente Parco Paneveggio Pale di San Martino, sono state osservate alcune specie di estremo interesse.

Nel primo studio, condotto dal Dipartimento B.E.S.T., dell'Università della Calabria, sono state indagate alcune comunità ad elevato pregio faunistico relativamente alla fauna dei Coleotteri Carabidi tra le quali rientrano anche quelle dei ghiaioni che, assieme alle lande alpine, mettono in evidenza l'importanza dei processi biogeografici nella formazione di una fauna a Coleotteri Carabidi molto peculiare, con elementi di unicità, a testimonianza del fenomeno delle glaciazioni (Pizzolotto, 2014).

Durante i periodi glaciali infatti le specie presenti sull'arco alpino sono state progressivamente allontanate verso le aree rifugiali all'esterno dell'arco

dalla progressiva formazione del grande ghiacciaio delle Alpi; mentre alcune specie si sono ritirate verso quote sempre più elevate rimanendo isolate in ambienti sommitali, soggette a forti pressioni evolutive. Nell'attuale interglaciale, le comunità che popolano la fascia di maggior pregio derivano dalla sovrapposizione degli areali di specie in grado di ricolonizzare dal basso le zone lasciate libere dai ghiacci, e di specie che si sono evolute in situ, con ristretta valenza ecologica e quindi con limitata possibilità di espandere il proprio areale (Pizzolotto, 2014).

In tale ricerca inatteso è risultato il rinvenimento, a distanza di 100 anni dalla sua prima e unica segnalazione, della specie *Leistus punctatissimus*, ritenuta estinta. Si tratta di un Carabide caratterizzato da una colorazione marroncino chiaro, con microfossesse su tutto il corpo, la cui presenza è segnalata esclusivamente per le Pale di San Martino.

Nel secondo studio condotto sui Lepidotteri notturni, sempre sull'Altipiano delle Pale, è stata rinvenuta anche una colonia consistente di *Sciadia dolomitica*, un endemismo delle Dolomiti descritto nel 2009 da Huemer & Hausmann e conosciuta per il Trentino anche della Marmolada (Timossi, 2017).

Nella stessa ricerca la scoperta scientifica più importante è stata, tuttavia, il rinvenimento di un Gelechide del genere *Sattleria*, risultato una specie nuova per la scienza e battezzato *Sattleria sophiae*. Si tratta di un microlepidottero con una apertura alare di 17 – 19 millimetri (Huemer & Timossi, 2014). La femmina non è stata ancora descritta e si presume sia brachittera, di conseguenza molto difficile da trovare perché non attratta dalla luce artificiale. Anche sulla biologia non si hanno ancora informazioni, probabilmente la larva si nutre di qualche pianta erbacea o di muschi e licheni (Timossi, 2017).

Mentre *Sciadia dolomitica* come già detto è endemica delle Dolomiti, le altre due specie allo stato attuale sono note per il solo Massiccio delle Pale di San Martino. Trattasi di endemismi stretti, relitti glaciali che testimoniano la particolarità di questi ambienti e la loro importanza per la conservazione della biodiversità.

Tra gli uccelli, invece, troviamo il predatore alato di dimensioni maggiori delle Alpi, l'aquila reale (*Aquila chrysaetos*). Gli ambienti d'alta quota, posti sopra il limite della vegetazione, vengono utilizzati da questo rapace prevalentemente per l'attività di caccia. Le sue dimensioni, assieme alle elevate capacità predatorie, gli permettono di catturare animali che vanno dalle dimensioni di una pernice bianca a quelle decisamente maggiori dei giovani di camoscio e di stambecco, che possono raggiungere pesi anche abbondantemente superiori al suo. Le sue aree di nidificazione, sono poste normalmente a quote inferiori, al fine di poter trasportare verso il basso, e quindi con minore dispendio di energia, le prede da portare ai piccoli.

Tra l'avifauna troviamo ancora il fringuello delle nevi (*Montifringilla nivalis*); specie tipicamente alpina, è un caratteristico abitatore della fascia oltre il limite superiore della vegetazione. Lo si trova ben distribuito sul Massiccio delle Pale di San Martino, a quote superiori ai 2000 metri di



Larva di Carabide (Ph Erwin Filippi Gilli).



Sattleria sophiae (Ph Giovanni Timossi).



Aquila reale (Ph Mauro Mendini).

quota. Nidifica nelle cavità delle pareti rocciose, oppure su costruzioni, ai margini delle praterie dove si alimenta. In periodo post-riproduttivo, è facile incontrare stormi di questi uccelli, che si spostano sulle praterie alpine; tali spostamenti hanno carattere verticale quando il clima si fa più rigido, senza che peraltro questa specie si spinga molto in basso (Mustoni, 2003). Anche il sordone (*Prunella collaris*) vive per buona parte dell'anno a quote superiori ai 2000 metri. In inverno la specie mostra una certa tendenza al gregarismo e lo svernamento avviene normalmente a quote più basse su versanti ben esposti (Mustoni, 2003). Inoltre, nel periodo estivo, si trova anche il codiroso spazzacamino (*Phoenicurus ochruros*). Tipica specie rupicola, si insedia in maniera ubiquitaria, laddove siano presenti, pareti



A sinistra:
Fringuello alpino (Ph Mauro Mendini).



A destra:
Sordone (Ph Mauro Mendini).



Codirosso spazzacamino maschio
(Ph Mauro Mendini).

rocciose, sfasciumi, falde detritiche, affioramenti dello scheletro roccioso, massi e detriti rocciosi ma anche edifici costruiti con pietre a vista. Ciò spiega l'ampia distribuzione altitudinale che la specie mostra: dai 1200 mslm delle quote più basse dell'area protetta fino a ben 2500 mslm. L'intervallo preferito risulta comunque quello superiore ai 2000 metri (Caldonazzi, Zanghellini, 2010). Una presenza caratteristica risulta il picchio muraiolo (*Tichodroma muraria*) che, tuttavia, nella stagione riproduttiva è una specie piuttosto criptica. L'abitudine di nidificare in alta montagna, su pareti rocciose e la densità probabilmente tutt'altro che elevata, rendono



Picchio muraiolo (Ph Mauro Mendini).



Gracchio alpino (Archivio Ente Parco).



Salamandra alpina (Ph Maurizio Salvadori).

infatti malagevole contattarlo (Caldonazzi, Zanghellini, 2010).

Una delle specie più caratteristiche degli ambienti rupestri e delle praterie oltre il limite superiore della vegetazione è il gracchio alpino (*Pyrrhocorax graculus*). La sua distribuzione altimetrica si estende dai 1900 fino ai 2600 mslm, con massime densità tra 2200-2300 metri di quota. Frequentemente lo si incontra presso i rifugi o le malghe d'alta quota, dove il turismo offre a questa specie molto adattabile nuove fonti alimentari. La riproduzione avviene in cavità e fessure delle pareti rocciose, sia in piccole colonie che con coppie isolate (Mustoni, 2003). Durante

l'inverno stormi numerosi possono essere osservati anche nei paesi di fondovalle alla ricerca di cibo.

Sempre sul Massiccio delle Pale di San Martino, anche a breve distanza dal ghiacciaio del Travignolo, possiamo trovare la salamandra alpina (*Salamandra atra*). Si tratta dell'unico anfibio autoctono non legato all'acqua per la riproduzione. Contrariamente a quanto noto sino a pochi anni fa questo animale risulta localmente abbondante. Tuttavia le condizioni ambientali in cui vive, unite alle esigenze climatiche che la specie gradisce per uscire dai suoi rifugi, non permettono un suo agevole avvistamento. Attiva durante la buona stagione, nel resto dell'anno si rifugia in ripari situati nel terreno.

Infine citiamo il corvo imperiale (*Corvus corax*) e la volpe (*Vulpes vulpes*). In questo caso tuttavia ci troviamo di fronte a specie generaliste e opportuniste che possono utilizzare questi ambienti, come pure altri estremamente diversi e situati in un range altitudinale molto ampio.



Corvo imperiale (Ph Mauro Mendini).

Capitolo XI

Il particolare clima delle “*frost hollow*” dell’Altopiano delle Pale di San Martino

Giampaolo Rizzonelli
Associazione Meteo Triveneto

Introduzione

In questo contributo verrà analizzato il particolare “microclima” che caratterizza gran parte dell’Altopiano delle Pale di San Martino, il posto più freddo d’Italia, dove è stata registrata la temperatura minima assoluta più bassa registrata nel nostro Paese (- 49,6°C il 10/02/2013). Andremo a vedere “dove fa così freddo?” e soprattutto “perché?”.

Si parla di “*Sinkholes*”, termine ai più sconosciuto fino a pochi anni fa..., letteralmente, il termine “sinkholes” significa “buco sprofondato” e viene usato dagli studiosi per indicare una depressione chiusa, una conca del terreno. Sulla spiegazione del termine “sinkholes” c’è da dire che è un termine utilizzato in passato in letteratura ma che in realtà è una parola di natura geologica/geografica e forse non del tutto appropriato per la meteorologia e la climatologia, meglio quindi, in italiano, utilizzare “Dolina”, “Conca”, “Depressione” (in inglese e in genere a livello internazionale “*frosthollow*”).

Grazie alle analisi di alcuni appassionati e professionisti della meteorologia, si è capito che le potenzialità termiche di queste “frosthollow” in termini di picchi di freddo e le escursioni termiche collegate presentavano un potenziale straordinario: si è quindi iniziato a prendere sempre più in considerazione la possibilità di un progetto, amatoriale e professionale, che mirasse a studiare le particolarità microclimatiche di queste depressioni.

Durante l’inverno 2007/2008 sono iniziate le prime rilevazioni scientifiche e studi preliminari, ed hanno mostrato che nonostante inverni del tutto normali se non addirittura sopra media termica, in quelle conche/depressioni i picchi di freddo estremi sono normalità (oltrepassata in molti siti e in molte occasioni la soglia dei -40°C). Il successo del monitoraggio delle doline effettuato durante la prima stagione, ha gettato le basi per un monitoraggio molto più dettagliato e preciso, con tutta la strumentazione e schermatura omologata per ciascun sito di monitoraggio, ed ad oggi il progetto si avvicina al 10° anno di attività. Per i monitoraggi sono stati utilizzati diversi tipi di datalogger termometrici (Cryotemp, I-button, Hobo, RC4 ecc...), collocati all’interno di schermi solari passivi (*Fig. 1*), così da avere assoluta uniformità dei vari dati che sono stati rilevati nelle varie conche monitorate. Grazie a tale progetto è stato stabilito il nuovo record di temperatura minima mai registrato sul suolo italiano, -49,6°C il 10/02/2013 alla Busa Nord di Fradusta a quota 2.607 m., battendo i precedenti record di -47,0°C rilevato il 18/12/2009 alla Busa di Manna1 a quota 2.546 m., i -43,8°C rilevati nel gennaio del 2009 sempre a Busa di Manna, dato quest’ultimo che aveva a sua volta battuto il record italiano “storico” di -41° registrati ai 4.559 m. di Capanna Regina Margherita, sul Monte Rosa nell’inverno del 1929.

Al termine della prima stagione di monitoraggi i siti monitorati sono stati 35 ubicati in Friuli Venezia Giulia - Trentino Alto Adige - Veneto. Ad oggi i siti indagati ogni stagione sono circa 50, raggiungendo un totale di 120 siti “testati” negli ultimi 10 anni.

Fig. 1 - Alcuni tipi di datalogger termometrici utilizzati nei monitoraggi, nonché esempio di schermo solare passivo.



Il 1° novembre 2016 è iniziata la nona stagione del progetto di monitoraggio dei siti freddi del Triveneto, che vede la collaborazione tra la nostra Associazione Meteotriveneto e vari enti e agenzie che qui citiamo e ringraziamo:

- A.R.P.A. Veneto – Centro Valanghe di Arabba (Agenzia Regionale per la Prevenzione Protezione Ambientale del Veneto),
- Provincia Autonoma di Trento – Meteotrentino,
- CNR/ISAC (Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto Scienze dell’Atmosfera e del Clima),
- Parco Naturale di Paneveggio e delle Pale di San Martino,
- Osmer (Osservatorio Meteorologico Regionale del Friuli Venezia Giulia)
- Umfvg (Unione Meteorologica del Friuli Venezia Giulia).

Spiegazioni scientifiche del fenomeno dell’inversione termica

Nelle serene notti invernali la temperatura negli strati d’aria più bassi è normalmente inferiore a quella in quota, a causa dell’accumulo dell’aria fredda, e quindi più pesante, in basso. Questo fenomeno è più evidente nelle conformazioni a conca del terreno (depressioni, doline), dove con specifiche condizioni meteorologiche (notti serene e senza vento, con aria secca e neve al suolo) la temperatura può scendere a valori estremi, molto inferiori rispetto a quella delle zone vicine o sulle cime delle montagne circostanti più alte.

I principali motivi fisici di questo intenso raffreddamento sono gli stessi che causano le fredde notti invernali sul fondo delle valli: la perdita di calore del suolo ed il ristagno di aria fredda in basso. Ma nelle valli il sistema delle brezze notturne e la vicinanza dei versanti delle montagne limitano il raffreddamento. In un bacino chiuso, invece, l’aria fredda prodotta dal

forte raffreddamento del terreno, alla sera e durante la notte, viene intrappolata al suo interno e si forma un “lago di aria fredda”, tanto che la conca risulta poi isolata dall’ambiente circostante. Un fattore importante per un marcato raffreddamento del suolo, dovuto al suo rilascio radiativo a onda lunga, è un basso orizzonte topografico, che amplifica questa perdita di calore.

Le temperature molto basse rappresentano solo un aspetto del particolare microclima delle doline. Nelle stesse condizioni meteorologiche prende corpo nella dolina una marcata inversione termica, con gradienti termici verticali fino a 1°C al metro, così se ci si trova di notte sull’orlo di una dolina si può avvertire una temperatura 30°C più alta di quella misurata sul fondo. Inoltre c’è una notevolissima escursione termica giornaliera, con differenze fino a 40°C fra il giorno e la notte.

Un altro aspetto curioso che possiamo notare in una fredda, serena e calma notte invernale è la rapidissima variazione di temperatura quando il vento entra nella dolina e quando esso cessa improvvisamente. La sua azione rimescolante sull’aria contenuta nella conca produce velocissimi aumenti o diminuzioni della temperatura, rispettivamente. Improvvise variazioni di 25°C in 15 minuti o 30°C in mezz’ora non sembrano fisicamente possibili per chi non conosce il microclima delle depressioni fredde.

È molto importante capire, comunque, che questi incredibili fenomeni si verificano solo con condizioni di bel tempo, quando il vento è molto debole o calmo. In altre condizioni (tempo perturbato, cielo coperto, vento forte) la temperatura nella conca è la stessa misurata nelle zone limitrofe.

Il monitoraggio intensivo a “Busa di Manna2” sulle Pale di San Martino

A dimostrazione delle potenzialità che hanno le frost hollow di registrare inversioni termiche esponenziali, nel corso dell’inverno 2012/2013 sono state effettuate delle rilevazioni intensive nel sito freddo denominato “Busa di Manna2”, installando tre datalogger, sul fondo, sul versante e sulla sella, dove sono stati posizionati dei datalogger termometrici alle seguenti quote:

Fondo	Versante	Sella
Quota 2544 m	Quota 2562 m	Quota 2592 m
Temperatura – 49.0°C	Temperatura – 35.5°C	Temperatura – 25.5°C

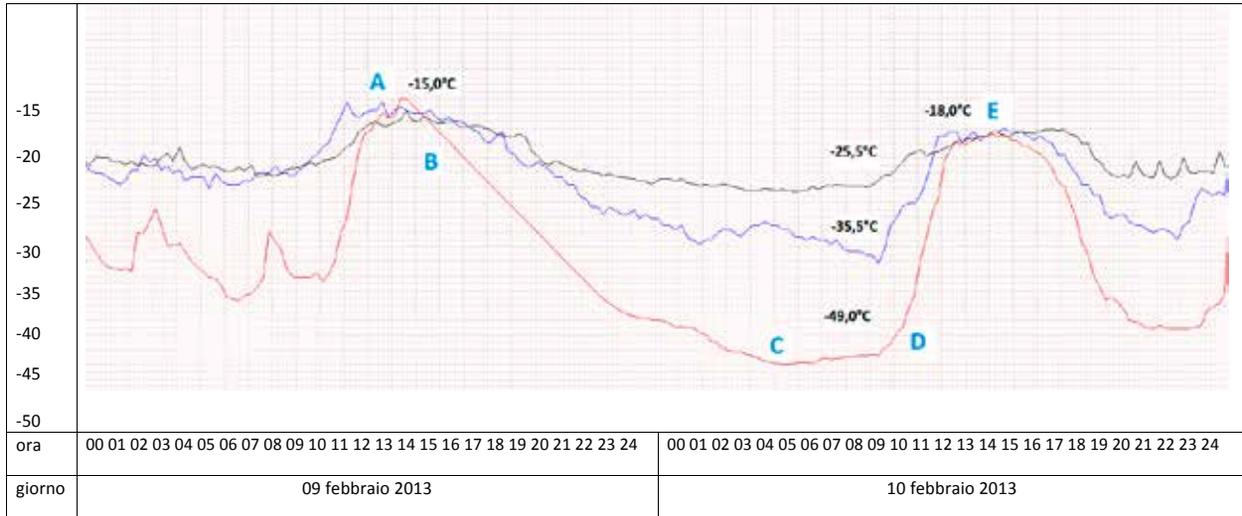
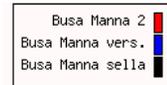


Fig. 2 - Analisi del grafico che pone a confronto le temperature registrate tra il 9 e il 10 febbraio 2013 dai tre termometri posti nel sito freddo di Busa di Manna2, sul fondo, il versante e la sella (le lettere dei paragrafi fanno riferimento agli "episodi" citati nel grafico stesso).

- A) Intorno alle ore 13.00 del 9 febbraio (giornata con cielo sereno) la temperatura nei tre siti è praticamente identica e prossima ai $-15,0^{\circ}\text{C}$.
- B) Non appena il sito entra in ombra e in seguito il sole tramonta (a partire dalle ore 15.00) la temperatura inizia a scendere in tutti e tre i siti, ma il calo è decisamente più marcato sul fondo, che alle ore 20.00 ha già raggiunto i -34°C , mentre il versante e la sella hanno ancora la stessa temperatura di -22°C .
- C) Il fondo raggiunge i -49°C alla temperatura minima alle ore 05.00 di mattina del 10 febbraio e la stessa rimane pressoché costante fino al sorgere del sole alle 09.15 circa. Durante le ore notturne la conca di Busa di Manna si riempie di aria fredda, in questo modo anche il datalogger sul versante inizia a segnare temperature più basse rispetto

BUSA DI MANNA

Versante m. 2.562 $-35,5^{\circ}\text{C}$

Fondo $-49,0^{\circ}\text{C}$



Sella m. 2.592 $-25,5^{\circ}\text{C}$

Busa di Manna (foto Giampaolo Rizzonelli).

alla sella, a partire dalle ore 20.00 il versante scenderà fino a $-35,5^{\circ}\text{C}$, mentre la sella si fermerà a $-25,5^{\circ}\text{C}$.

- D) Non appena sorge il sole la temperatura inizia a salire in maniera rilevante sul fondo, passando dai -47°C delle ore 09.30 ai -18°C delle ore 12.30.
E) Alle ore 12.30 la temperatura in tutti e tre i siti è di -18°C .

Concetti base di fisica dell'atmosfera per la spiegazione del fenomeno

Cominciamo col dire che la temperatura dell'aria in una località dipende essenzialmente dal bilancio radiativo sole-terra e dalle caratteristiche termiche della massa d'aria che la interessa.

Il bilancio radiativo sole-terra esprime, dal punto di vista energetico, ciò che rimane fra le “entrate” (radiazione solare che raggiunge la terra) e le “uscite” (radiazione emessa dalla terra verso lo spazio).

Si ricorda che il termine “radiazione” non significa energia, ma ne rappresenta una delle tre modalità di trasporto. La “radiazione”, detta anche “irraggiamento”, trasporta calore come fa una stufa elettrica le cui resistenze ad altissima temperatura emettono calore verso la nostra pelle. Le altre due modalità di trasporto dell'energia sono la “conduzione”, che trasporta calore per contatto diretto (come una borsa dell'acqua calda sui nostri piedi) e la “convezione”, attraverso lo spostamento di massa d'aria (come l'aria riscaldata da un termosifone che sale e trasporta il caldo in altre zone della stanza). Senza volerci addentrare nella teoria degli scambi radiativi, in cui entrano in gioco frazioni di energia riflessa e diffusa dal suolo, dalle nubi e dall'atmosfera, verso l'alto e verso il basso, con lunghezze d'onda diverse a seconda della temperatura dell'elemento radiante, è sufficiente capire, a grandi linee, che in ogni momento la terra riceve energia dal sole e ne perde per riflessione e soprattutto, per energia emessa dal suolo verso lo spazio.

Prendendo come esempio una giornata serena invernale, durante il giorno l'energia entrante è superiore a quella uscente e la terra si riscalda, mentre di notte il bilancio è ampiamente negativo dovuto alla perdita di calore della terra e alla mancanza, naturalmente, del riscaldamento solare. È interessante notare come la terra emetta flusso radiativo continuamente, sia di giorno che di notte (*Fig.3*), con i valori massimi in corrispondenza delle ore centrali del giorno, quando il suolo raggiunge le temperature più alte e di conseguenza emette più flusso radiativo ad onda lunga. Il principale aspetto però, è quello fornito dalla differenza, o per meglio dire dalla somma algebrica, fra i due flussi, il cui andamento in una serena giornata invernale è negativo (ovvero deficit radiativi, perdita di calore) per gran parte delle 24 ore e solo fra metà mattinata e metà pomeriggio descrive valori positivi (esuberato radiativo, guadagno di calore). La perdita di calore è in genere costante e considerevole nelle ore serali, notturne e poco prima dell'alba.

Nelle valli o nelle conche montane, specialmente nel periodo invernale, si

puo' riscontrare un bilancio negativo della radiazione netta risultante (perdita di calore) anche nelle ore diurne qualora gran parte della valle o della conca si trovi in ombra, a causa di una vicina montagna.

Naturalmente i valori di densità dei due flussi radiativi e quelli della loro differenza cambiano nel corso dell'anno, assumendo andamenti un po' diversi da quello tipicamente invernale. Nei mesi estivi, infatti, il guadagno di calore durante il giorno è notevole e dura più a lungo.

Altrettanto differente è la situazione degli scambi radiativi con cielo coperto, sia d'estate che d'inverno: in questo caso la radiazione solare globale è debole, mentre rimane pressoché inalterata quella del rilascio radiativo terrestre, anche se la presenza di estese nubi intrappola tale flusso uscente dalla terra ed impedisce il raffreddamento del suolo e dell'aria (effetto serra).

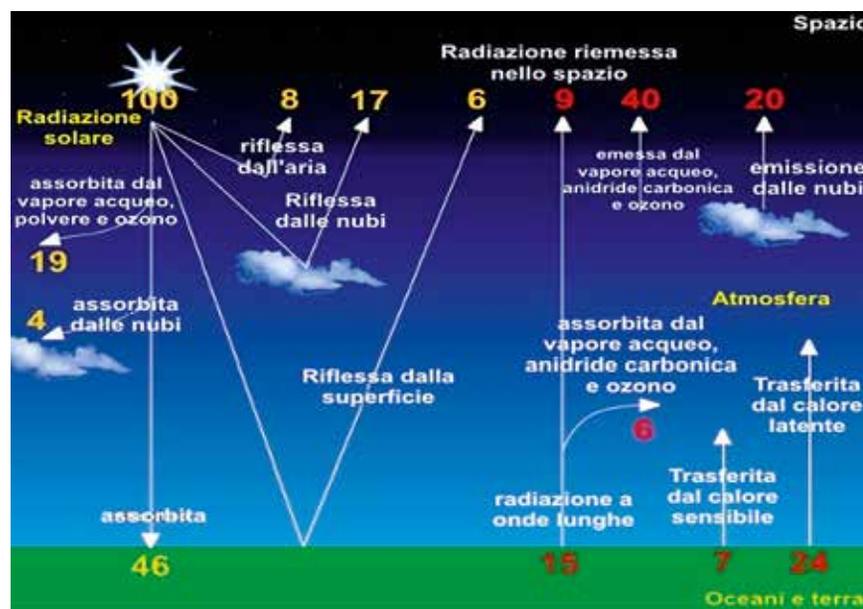


Fig.3 - Schematizzazione del flusso radiativo.

Tutto questo per far capire il ruolo fondamentale assunto dall'irraggiamento nella perdita di calore notturna del suolo in caso di cielo sereno, che in particolari condizioni determina diminuzioni termiche notevolissime. Nel periodo invernale la temperatura dell'aria più bassa si misura a contatto con il suolo e aumenta progressivamente allontanandosi da esso, specie nei primi 10-20 m. (per uniformare le misure è stato perciò deciso che la temperatura dell'aria deve essere misurata sempre ad un'altezza convenzionale di 2 m. dal suolo). Le misure di un profilatore¹ verticale di temperatura, installato a Santa Giu-

¹ Il profilatore verticale di temperatura, installato da ARPA Veneto nel marzo 2005, è costituito da un radiometro a microonde che misura, con successive scansioni, ad angoli di zenith crescenti, la radiazione emessa dall'ossigeno molecolare alla frequenza di 56.7 GHz (lunghezza d'onda 5 mm). Le misure vengono effettuate ogni 5 minuti, dal suolo fino a 1000 m di altitudine, con step di 50 m.

stina Bellunese da **ARPA Veneto**, sul fondovalle nell'ampia vallata prealpina distesa fra Belluno e Feltre, hanno permesso di capire che spesso l'aumento di temperatura che si riscontra man mano che ci si allontana dal suolo, interessa i primi 150-250 m (Fig. 4), rivelando quindi un'inversione termica "fisiologica", che si verifica quasi sempre nelle notti invernali serene.

Di altra natura ed origine è la classica inversione termica legata al ristagno di aria fredda nei bassi strati e all'avvezione di aria mite in quota, che interessa peraltro zone geografiche molto vaste ed è associata a strutture anticicloniche ben consolidate (Fig. 5).

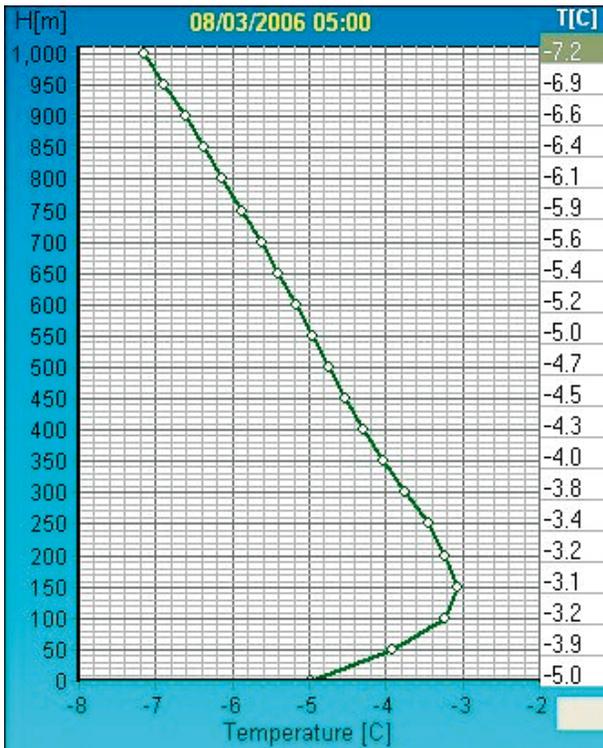


Fig. 4 - Profilo verticale di un'inversione termica "fisiologica" di una notte invernale serena.

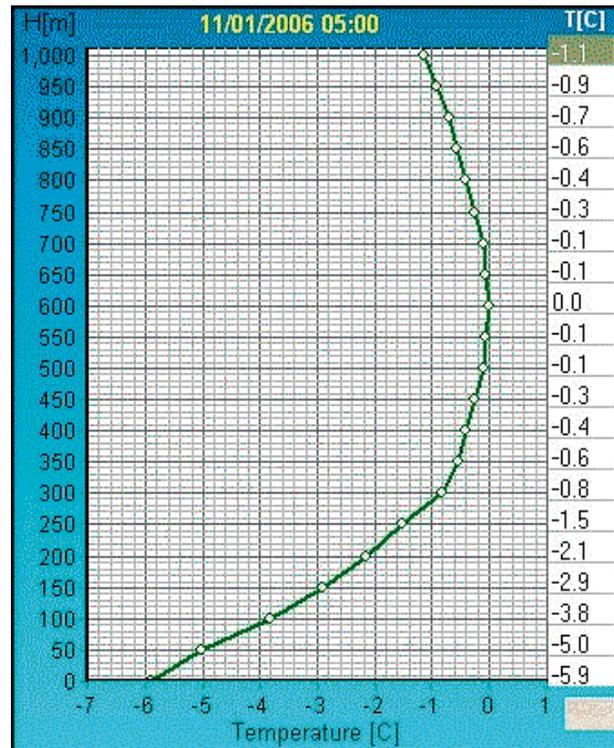


Fig. 5 - Profilo termico di un'inversione termica da ristagno d'aria fredda nei bassi strati e avvezione mite in quota.

Caratteristiche termiche della massa d'aria

L'altra componente che modula la temperatura di una località è rappresentata dalle caratteristiche termiche della massa d'aria che staziona sulla zona o che sta per affluirvi.

Nell'ipotesi di una massa d'aria fredda o molto fredda, ad esempio di origine artica, che sta per affluire su una certa zona, massa d'aria caratterizzata in genere da un profilo termico verticale adiabatico-secco (diminuzione di quasi 1°C ogni 100 m di altitudine), condiziona direttamente la temperatura di quella zona, la quale tenderà ad assumere inizialmente la temperatura che ha

la massa d'aria a quell'altitudine. Se ad esempio una massa d'aria in arrivo dalla Scandinavia presenta temperature di -10°C a 1000 m., -15°C a 1500 m. e -20°C a 2000 m., queste saranno le temperature che assumeranno, almeno inizialmente, le zone di una montagna poste ad altitudini di 1000, 1500 e 2000 m. Successivamente su queste zone vi potrà essere una "produzione" *in loco* di ulteriore freddo per effetto dell'irraggiamento notturno del suolo e questo si verifica più in pianura, a fondovalle o su un altopiano e meno su una vetta di una montagna o su di un suo pendio. In altre parole la massa d'aria fornisce il freddo "di base", dal quale poi le caratteristiche geomorfologiche di alcune località partiranno per intensificare il freddo, fino a raggiungere punte di gelo impensabili.

Sulla vetta acuminata di un monte l'effetto dell'irraggiamento notturno e del ristagno di aria fredda sono limitati o nulli. È un po' come essere in cima ad una torre alta qualche centinaia di metri, dove la temperatura è quella dell'aria circostante e non viene condizionata di notte dal raffreddamento del suolo, che si trova molto più in basso. Condizioni simili si hanno anche su un pendio di una montagna, dove l'aria fredda di notte, anche quella generata dall'irraggiamento notturno del suolo, scorre verso valle per gravità e non riesce a raffreddarsi più di tanto.

In tali condizioni una località raggiungerà temperature vicine a quelle che caratterizzano la massa d'aria a quella altitudine. Ecco perché su una vetta di una montagna prealpina a 1500 m. non si scenderà quasi mai sotto i -20°C (una massa d'aria che raggiunge le Alpi difficilmente presenta tali temperature a tale altitudine), così come, per lo stesso motivo, una cima alpina a 3000 m. non scenderà praticamente mai sotto i -35°C .

Le cose cambierebbero se invece di una vetta acuminata avessimo in cima alla montagna un pianoro, sul quale l'irraggiamento avrebbe un certo effetto e l'aria fredda potrebbe ristagnare. In questo caso tali limiti termici verrebbero superati.

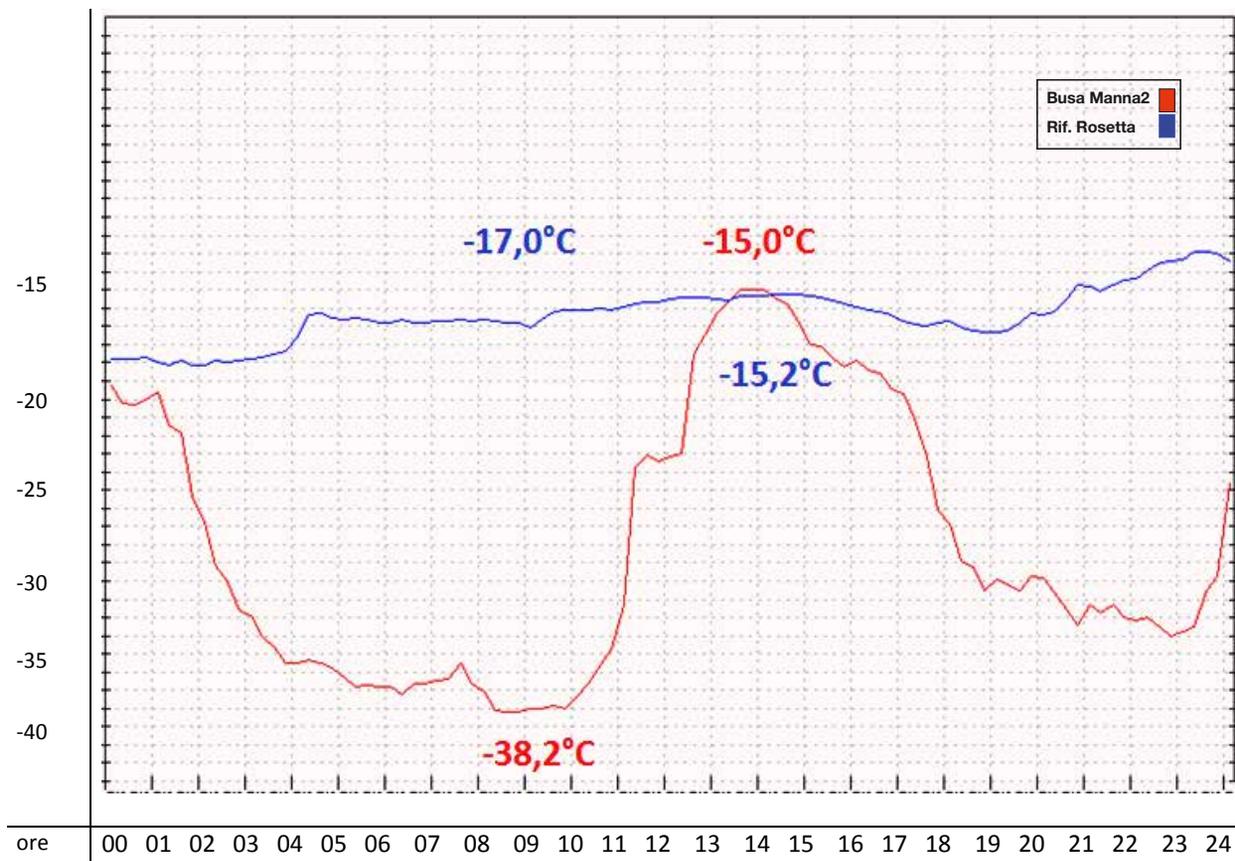
In pianura, in un fondovalle o su un altopiano la "fabbricazione" di freddo, per gli scambi radiativi, può essere invece notevole ed abbassare di $10-20^{\circ}\text{C}$, in qualche caso anche di $30-40^{\circ}\text{C}$ (conche in quota, con suolo innevato), la temperatura che spetterebbe a quella località per la propria altitudine, in base alle caratteristiche termiche della massa d'aria. Solo così si spiegano le temperature veramente "polari" che vengono raggiunte in alcuni siti.

In *Fig.6* sono rappresentati gli andamenti della temperatura misurata ogni 15 minuti nel giorno 18 gennaio 2016 da due stazioni meteorologiche, poste ad altitudini simili sull'Altopiano delle Pale di San Martino, ma in posizioni morfologicamente diverse: Busa di Manna 2 (2.544 m.), in posizione di conca e Rifugio Pedrotti/Rosetta (2.581 m.) in posizione di piano/versante, distanti fra loro solo alcune centinaia di metri.

Si noti come poco dopo la mezzanotte la temperatura sia molto simile in entrambi i siti (tra i -19°C ed i -20°C), in quanto il vento disturbava

TEMPERATURA DELL'ARIA IN °C MISURATA IL 18 GENNAIO 2016 - ALTOPIANO DELLE PALE DI S. MARTINO

Confronto tra Busa di Manna2 m. 2544 e Rifugio Rosetta m. 2581



il raffreddamento di Busa di Manna, poco dopo l'una di notte il vento si calma e la temperatura a Busa di Manna 2 inizia a scendere per raggiungere i $-38,2^{\circ}\text{C}$ di minima, al Rifugio Rosetta invece, dove nonostante il cielo sereno permangono condizioni di ventilazione elevata, la temperatura non solo non riesce a diminuire ma addirittura si rileva un certo riscaldamento. Nel momento in cui a Busa di Manna 2 si raggiunge la minima di $-38,2^{\circ}\text{C}$ al Rifugio la temperatura è di -17°C . Col sorgere del sole si innesca una ventilazione che produce un rimescolamento dell'aria nella conca di Busa di Manna 2, e poco prima delle ore 14.00 i due siti hanno pressoché temperature identiche di $-15,0^{\circ}\text{C}$ denotando quindi il tipico carattere di forte continentalità che caratterizza gli altopiani, le conche e le zone di fondovalle.

Dopo il tramonto invece, complici il cielo sereno, l'aria inizialmente secca e la scarsa ventilazione, nella conca di Busa di Manna 2 è iniziata la "produzione" di aria fredda per il forte irraggiamento del suolo, nel giro di poche ore (ore 20.30 circa) la temperatura è scesa di 18°C , fino a raggiungere i $-33,5^{\circ}\text{C}$. Dunque si è detto che per raggiungere temperature particolarmente basse,

Fig. 6 – Confronto di temperatura fra Busa di Manna2 e Rifugio Pedrotti alla Rosetta.

inferiori a -30°C , è necessaria una massa d'aria molto fredda, una notte serena e senza vento e peculiari caratteristiche geografiche e geo-morfologiche del territorio, in grado di accentuare notevolmente l'irraggiamento notturno e di abbassare ulteriormente la temperatura. Tali caratteristiche, che sono in grado di favorire valori termici molto bassi (es. $-20/-25^{\circ}\text{C}$) anche se la massa d'aria che sovrasta la località presenta temperature normali per il periodo, sono anche all'origine delle enormi differenze che si possono riscontrare fra zone anche vicine.

Le caratteristiche della dolina

A parità di condizioni meteorologiche (tipo di massa d'aria, nuvolosità, umidità dell'aria, velocità del vento e torbidità atmosferica), il raffreddamento notturno dell'aria vicino al suolo è funzione essenzialmente di 7 fattori, in ordine di importanza:

- Morfologia del sito
- Porzione di cielo visibile (*Sky-viewfactor*)
- Caratteristiche del suolo e tipo di sottosuolo
- Altitudine
- Latitudine
- Venti
- Umidità dell'aria

Morfologia del sito

È il fattore più importante, perché favorisce accumuli di aria fredda, anche notevoli, nelle zone più basse e più chiuse.

Una porzione d'aria che si raffredda, a pressione costante (in atmosfera molte trasformazioni termodinamiche possono essere assimilate a trasformazioni "isobare"), subisce anche una diminuzione di volume e quindi un aumento di densità e di peso. La modifica dell'equilibrio idrostatico, causata dal prevalere della forza peso nei confronti della spinta di Archimede, determina un movimento verso il basso della porzione d'aria e quindi un suo progressivo accumulo nei fondovalle e nelle conche. Se il fenomeno dura molte ore, come capita durante le lunghe notti invernali, lo spessore dello strato di accumulo aumenta progressivamente, ma con una stratificazione che impone all'aria più fredda la posizione più vicina al fondo della valle o della depressione.

Su un pendio o un versante, l'aria che viene raffreddata dal suolo scorre verso il basso, subendo quindi un continuo rimescolamento che impedisce o quantomeno riduce un forte raffreddamento. In un fondovalle o in una conca ma anche in pianura, la maggiore staticità dell'aria favorisce una diminuzione termica notturna più accentuata, ad eccezione delle valli interessate da forti brezze di monte, dove il vento determina il rimescolamento, e che risultano quindi molto meno fredde rispetto alle valli vicine, non interessate da tali forti brezze. In realtà ogni valle presenta nelle ore notturne un sistema, per quanto debole, di venti di brezza e anche una minima ventilazione è in

grado di alterare e quindi di attenuare il raffreddamento, cosa che invece non succede nelle conche chiuse, piccole o grandi, dove la frequente mancanza assoluta di venti notturni favorisce forti diminuzioni termiche.

Due fattori molto importanti che possono impedire la formazione del lago di aria fredda sul fondo della conca sono:

- la presenza di pendii ripidi vicino alla depressione. Questo fattore comporta il raffreddamento dell'aria sul pendio, che, diventando più pesante, scende lungo lo stesso e entrando nella depressione favorisce il rime-

Condizioni "ottimali" calma di vento (formazione del lago di aria fredda sul fondo della depressione)



Fig. 7 - Condizioni ottimali per la formazione del lago freddo.

Condizioni "non ottimali" presenza di vento (aria che viene rimescolata e non si forma il lago di aria fredda)



Fig. 8 - Rimescolamento dell'aria in dolina causato dal vento.

Fig. 9 - Condizionamento della dolina causato dalla presenza di ulteriori conche a quote superiori.
Fonte B. Renon: Le fabbriche naturali del Freddo.



scoglimento e conseguente innalzamento della temperatura (*Fig. 7 e 8*);
- la presenza di ulteriori depressioni poste a quote superiori alla conca oggetto di monitoraggio. Questo fattore, come si è verificato in alcuni monitoraggi, comporta il seguente caso (*Fig. 9*): la depressione oggetto di monitoraggio dopo un iniziale raffreddamento subiva dei repentini aumenti di temperatura, la spiegazione è stata trovata nella presenza di depressioni poste a quote superiori nelle quali una volta che il lago di aria fredda si riempiva, “tracimando” scendeva lungo il pendio e andava a rimescolare il lago di aria fredda della conca monitorata posta a quota inferiore.

La porzione di cielo visibile (*Sky-viewfactor*)

Il rilascio notturno di calore del suolo, e di conseguenza il suo raffreddamento, sono massimi quando non ci sono ostacoli che possono ridurre la radiazione ad onda lunga in tutte le direzioni sopra il suolo. Questo è possibile con un orizzonte completamente libero a 360°, ma in una zona montana questa condizione si rivela assai rara, se si escludono le vette più alte. Un fondovalle incassato in una valle stretta presenta le condizioni più sfavorevoli per un buon rilascio termico, a causa dei versanti delle vicine montagne, che oltre a limitare drasticamente il flusso radiativo nella loro direzione, sono essi stessi fonte di emissione ad onda lunga (con temperature del suolo superiori a quelle del fondovalle) e finiscono per interferire nel processo di rilascio di calore verso lo spazio, riscaldando in minima parte la massa d'aria racchiusa nella valle (*Fig. 10*).

Un altopiano posto sufficientemente lontano da montagne elevate (*Fig. 11*), presenta invece, le migliori condizioni per un forte irraggiamento notturno. Questo effetto, che potremmo definire come “porzione di cielo visibi-

le” dal fondo della valle o della conca è conosciuto con il nome di *Sky-viewfactor* e viene definito da:

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

dove α è l’angolo medio di elevazione dell’orizzonte topografico (Marks e Dozier, 1979):

- > **0.95 eccellente**
- **0.90-0.95 buono** (Busa di Manna)
- **0.80-0.90 discreto**
- **0.70-0.80 scarso**
- < **0.70 pessimo**

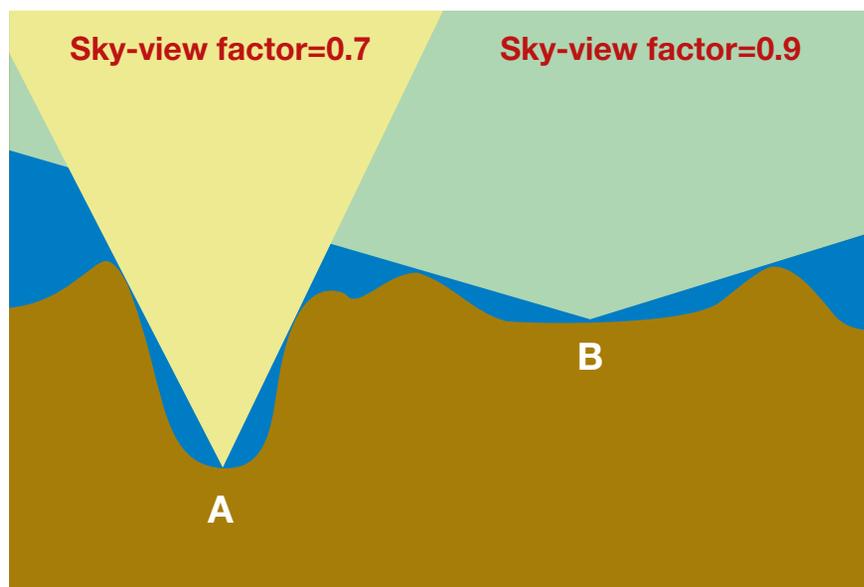


Fig. 10 - il suolo di una località con orizzonte libero (B) disperde calore e si raffredda maggiormente rispetto al suolo di una località con un orizzonte “chiuso” (A).



Fig. 11 - Un buon *sky-viewfactor*, sito di Avalina – Sella Giudicarie (foto Giampaolo Rizzonelli).

NOTA: Nella determinazione dell’orizzonte topografico va tenuta in considerazione anche la presenza di vegetazione che circonda il bacino (Litschauer, 1962), specie in caso di conche molto piccole.

Caratteristiche del suolo e del tipo di sottosuolo (copertura nevosa, rocce, erba, vegetazione, vuoti e cavità) e la differente capacità radiativa

Colori chiari del terreno, ad esempio in caso di rocce (quando non c'è neve), favoriscono il raffreddamento.

Tipo di sottosuolo: un sottosuolo carsico, oltre che aver favorito la formazione di altopiani, depressioni e doline, potrebbe avere un ruolo nell'intensificazione dell'irraggiamento notturno. Da alcune misure preliminari di radiazione terrestre notturna ad onda lunga, effettuate nella Grünloch, è emerso che la perdita di calore maggiore avviene poco dopo il tramonto, per continuare poi tutta la notte con intensità minore (Eisenbach, 2002). Questo potrebbe giustificare i forti raffreddamenti serali che caratterizzano le zone carsiche montane, ma tale ruolo rimane tuttora un'ipotesi e soprattutto deve essere ancora spiegato.

La presenza di alberi limita leggermente il raffreddamento, specie se non coperti da neve (alberi non ricoperti da neve presentano una temperatura superficiale maggiore e quindi rilasciano calore che contrasta, leggermente, il raffreddamento della zona). Inoltre l'assenza di vegetazione favorisce, in caso di suolo innevato, un'elevata albedo.

L'albedo (dal latino albēdo, "bianchezza", da albus, "bianco") di una superficie è la frazione di luce o, più in generale, di radiazione incidente che

è riflessa in tutte le direzioni. Essa indica dunque il potere riflettente di una superficie. L'albedo massima è 1, quando tutta la luce incidente viene riflessa. L'albedo minima è 0, quando nessuna frazione della luce viene riflessa. In termini di luce visibile, il primo caso è quello di un oggetto perfettamente bianco, l'altro di un oggetto perfettamente nero.

La neve fresca inoltre ha una bassissima conducibilità termica (Renon, 2011) e questo è dovuto alla quantità di 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. La Fig. 12 (Renon, 2011) mostra come la neve (colore bianco) funga da isolante rispetto al calore proveniente dal sottosuolo (colore marrone). Da notare la forte inversione termica nei primi metri sopra il manto nevoso.

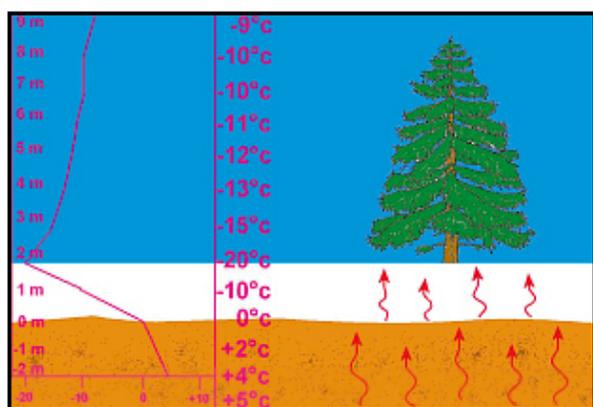


Fig. 12 - Rappresentazione grafica della capacità di isolamento termico della neve dal al terreno.

Altitudine elevata

Un altro importante fattore è naturalmente costituito dall'altitudine, visto che normalmente la temperatura diminuisce in media di 6.5°C ogni 1000 m. (atmosfera standard) anche se nel periodo invernale tale gradiente risulta spesso inferiore a questo valore o assume addirittura valori negativi (inversione termica).

Tuttavia in una massa d'aria fredda in movimento si riscontra quasi sempre, nella libera atmosfera, un gradiente anche superiore a quello indicato, talvolta vicino a quello adiabatico secco (9,8°C ogni 1000 m). Ne consegue che una località, più in alto si trova, più bassa è la temperatura dell'aria che la avvolge quando la massa d'aria fredda la raggiunge.

D'altro canto il fattore poc'anzi analizzato, cioè la morfologia del sito, presuppone la presenza di fondivalle, conche o altopiani che difficilmente si trovano alle quote più alte di un'area montuosa, anzi, spesso si individuano a quote medio-basse.

Condizioni ideali per un'accoppiata vincente "altitudine-morfologia" si possono individuare in vallate o conche con fondivalle "alti", tali da intrappolare sul loro fondo una massa d'aria già molto fredda in partenza. Tali condizioni si potrebbero in teoria riscontrare più facilmente sulle Alpi centro-occidentali italiane e su quelle Svizzere, caratterizzate da un'altitudine media superiore a quella delle Alpi orientali e dell'Austria. Nelle prime non sono infrequenti montagne alte più di 4000 m. e vallate profonde con fondivalle ad altitudini di 1800-2000 m., nonché altopiani con quote superiori a 2500 m. Tuttavia la mancanza di un diffuso carsismo sulle Alpi occidentali italiane e su quelle svizzere rende estremamente difficile la presenza di depressioni, per cui i particolarissimi microclimi delle doline risultano in quelle zone molto rari.

Sembra esserci tuttavia un limite altitudinale oltre il quale l'accentuazione del raffreddamento (al fine di raggiungere valori termici estremi) dovuto alla combinazione "altitudine-morfologia" tende ad attenuarsi, poiché salendo di quota la densità dell'aria e la pressione cui è sottoposta diminuiscono, facilitando quindi un eventuale processo di rimescolamento. Supponendo due valli morfologicamente identiche, ma con altitudine dei fondivalle ben diversa, a parità di temperatura l'aria della valle più bassa risulterà più densa e sarà sottoposta ad una pressione superiore a quella della valle più alta e dunque sarà più ristagnante e difficilmente rimescolabile, favorendo un effetto di persistenza e di accumulo. Inoltre i venti moderati o forti che spirano con una certa frequenza in alta quota tendono ad influenzare maggiormente la valle alta, dove quindi l'erosione del ristagno freddo è più probabile rispetto alla valle bassa.

Evidentemente esiste anche un limite altitudinale inferiore, dovuto al fatto che scendendo di quota la massa d'aria non può assumere temperature "di partenza" sufficientemente basse.

Normalmente le migliori combinazioni "altitudine-morfologia", cioè quelle dove si possono toccare punte di freddo inferiori a -25°C, si hanno, almeno sulle Alpi, nella fascia altimetrica 1000-2500 m., salendo di quota, comunque, se da un lato la minore densità dell'aria potrebbe favorire un rimescolamento ad opera del vento, dall'altro c'è da dire che un ruolo determinante viene assunto dall'accentuazione del rilascio radiativo notturno per la maggiore rarefazione dell'atmosfera, indotta dall'altitudine (Write, 2002).

Durante un'irruzione di aria fredda il gradiente termico verticale della massa d'aria è vicino all'adiabatico-secco ($0.98^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) per cui una zona raggiunta dall'aria fredda assume inizialmente la temperatura che ha la massa d'aria a quell'altitudine. Successivamente inizia la "fabbricazione" sul posto del freddo da parte della frost hollow, che può portare abbassamenti termici che vanno, nel periodo invernale, dai 15 ai 30°C , rispetto alla temperatura di partenza.

Minore densità dell'aria in alta quota: favorisce l'erosione del lago di aria fredda da parte dell'eventuale ventilazione ma accentua la perdita notturna di calore per irraggiamento.

Latitudine

In linea di massima una latitudine più elevata, comporta la possibilità di avere masse d'aria più fredde e pertanto più freddo: questo effetto è legato alla ridotta insolazione invernale.

Venti

La situazione ideale è quella che vede venti con velocità inferiori ai 5 m/s alla pressione atmosferica di 700 e 850 hPa (ectoPascal unità di misura che ha sostituito i ben più noti millibar).

Umidità dell'aria

L'umidità atmosferica svolge una azione di filtro per le radiazioni ad onda lunga emesse dal suolo; pertanto più bassi sono i volumi di vapore d'acqua nell'aria, anche a distanze elevate e non solo vicino al suolo, meno sarà la funzione riflettente. La situazione ideale è quella di umidità relativa inferiore al 30% a 700 hPa ed al 60% a $500\text{-}300\text{ hPa}$.

Parametri fisici di una dolina

Oltre al già citato *sky-viewfactor* i parametri fisici fondamentali che caratterizzano una dolina sono:

- la forma: quella tipica è a conca, cilindrica, a ciotola/piatto o imbuto, abbastanza chiusa e profonda, con le pareti non troppo ripide per evitare le brezze d'aria tipiche dei versanti. In questo modo l'aria fredda non fuoriesce dalla dolina ed il lago freddo che viene a formarsi sul fondo non viene rimescolato;
- l'ampiezza (diametro, perimetro): il diametro varia da qualche decina di metri a qualche km;
- il fondo della dolina solitamente si presenta abbastanza piatto e regolare. Spesso si possono notare degli inghiottitoi che permettono all'acqua meteorica di scendere nel sottosuolo;
- il suolo: quello di una dolina generalmente non presenta vegetazione nella parte più profonda, in quanto le basse temperature che si raggiungono per il fenomeno dell'inversione, non permettono alla vegetazione di crescere,

- se non all'erba. In base all'altitudine in cui si trova il sito possiamo trovare suolo roccioso o prativo;
- la profondità (*outflow depth*): si misura dal punto più basso della dolina sino alla *sella di outflow*, ovvero il punto più alto o punto di “tracimazione dell'aria fredda”. Solitamente non è un parametro così rilevante in quanto è più importante valutare la ripidità con cui scende la dolina che la profondità fine a se stessa (fenomeno dello *sky-viewfactor*). Gli *outflow depth* delle doline da noi monitorate variano da 8-10 metri (profondità minima per buone performance) fino a 150 metri e oltre;
 - il volume: (lago d'aria fredda): varia da poche migliaia fino a decine di milioni di metri cubi; si misura anche il volume dell'intero bacino di raccolta dell'aria fredda se è presente un sistema di più doline;
 - il pendio: come è stato accennato in precedenza il pendio è anche un riparo dai venti sinottici di macro-scala, tuttavia il fondo di una dolina se sovrastato da versanti molto ripidi può essere interessato da venti notturni catabatici o brezze che ostacolano l'inversione termica della dolina disturbando l'abbassamento notturno della temperatura (rimescolamento dell'aria).

Il monitoraggio ad alta quota: la sfida di essere dolinatore

Negli ultimi anni la miniaturizzazione e la precisione degli apparati elettronici, ha permesso agli appassionati di meteorologia di installare sensori di temperatura in grado d'archiviare autonomamente mesi di dati, senza necessità di collegamento internet e autonomi dal punto di vista energetico. Questa rivoluzione tecnologica ha permesso di monitorare tantissime doline con l'aiuto dei molti appassionati che hanno “adottato” una dolina. Portare a termine una stagione invernale di monitoraggio non è però cosa semplicissima, e gli imprevisti e le difficoltà legate ai fattori altitudine, freddo, maltempo e copertura nevosa, sono ben noti a tutti i volontari che operano nel settore.

Le difficoltà più spesso riscontrate, soprattutto nelle doline più elevate di quota, sono legate all'impossibilità di poter prevedere con una certa precisione l'altezza della copertura nevosa. Ne sono un esempio al riguardo, le numerose doline situate nell'Altopiano delle Pale di San Martino, dove per più anni consecutivi l'accumulo eolico e le forti neviccate, hanno sommerso i pali, facendo perdere inevitabilmente settimane di dati. Da qui si genera la contrapposizione fra due opposte esigenze. Da un lato la necessità di non posizionare troppo lontano dal suolo il sensore, per fare in modo che possa rilevare l'abbassamento della temperatura, legato al formarsi del lago di aria fredda che staziona nel fondo della dolina; dall'altro si deve evitare che il sensore venga sommerso dalle neviccate nei mesi di monitoraggio.

In anni particolarmente nevosi, nonostante i continui allungamenti dei pali

di sostegno (anche oltre i 10 metri), è capitato per più volte che lo schermo solare contenente il sensore sia stato sommerso dalla neve con l'urgenza di spalarla per riuscire a liberarlo. Con il rischio che la massa nevosa, muovendosi, possa rompere, piegare o danneggiare i pali di sostegno o l'attrezzatura tecnologica a supporto del monitoraggio.

Un'ulteriore incognita che molte volte ha avuto il risultato di far perdere dati preziosi è la tenuta delle batterie nelle difficilissime situazioni microclimatiche del fondo della dolina. La maggior parte dei sensori essendo molto piccoli non ha alcun indicatore che possa aiutare a capire quando la batteria è in esaurimento e, parecchie volte, succede di portare in quota un sensore che è già alla fine della sua vita utile. Solo nel momento dello scarico dati ci si accorge che i dati terminano e, naturalmente, non c'è più possibilità di recuperarli. Vi è poi da evidenziare la necessità per il dolinatore di salire in quota in pieno inverno, in zone ad alta copertura nevosa, spesso con mancanza di punti d'appoggio, ai fini di sostituire il sensore, pena la perdita dei dati.

Si cerca così di scegliere giornate con tempo stabile e senza nebbia, ma capita anche di salire con tempo perturbato, magari sotto una fitta nevicata, optando per percorsi non pericolosi per il rischio valanghe.

Un altro fattore importante è certamente il freddo, spesso è capitato di "entrare" nel lago di aria fredda con temperature inferiori ai -30°C e addirittura fino a -41°C , in queste situazioni pur essendo l'aria molto secca, la temperatura è decisamente mal sopportabile se non adeguatamente vestiti. È necessario coprire la bocca per evitare di respirare aria troppo fredda e spesso il vapore acqueo che esce dalle vie respiratorie si congela sulle ciglia.

Le racchette da neve rimangono compagne inseparabili, come pure un buon amico che possa fare da supporto morale nel caso di imprevisti.

In conclusione si può dire che ottenere una serie di dati relativi ad un sito freddo, che siano affidabili, precisi e senza buchi temporali, rimane una sfida da vincere anno dopo anno.

Temperature registrate sull'altopiano delle Pale di San Martino nelle stagioni 2015-2016 e 2016-2017

Inverno 2015/2016		minima assoluta			max aumento 15'		max aumento 60'		max diminuzione 15'		max diminuzione 60'	
Nome sito	quota	Temperatura	data	t. ridotta	aum 15'	data	aum 60'	data	dim 15'	data	dim 60'	data
Busa Manna 2	2544 m	-38,2	18/01	-21,6	12,8	28/01/16 6.15	21,0	18/03/16 9.15	-8,5	29/12/15 12.45	-11,5	17/03/16 17.00
Busa Manna 1	2546 m	-36,5	18/01	-19,9	11,1	28/01/16 6.15	18,4	15/03/16 7.00	-5,1	24/03/16 22.30	-10,9	03/12/15 15.00
Busa Rif. Rosetta	2555 m	-31,7	19/03	-15,0	9,5	15/03/16 5.30	16,2	18/03/16 7.15	-3,9	04/11/15 10.30	-11,7	17/03/16 5.30
Rif. Rosetta	2587 m	-19,1	18/01	-2,2	2,7	22/01/16 5.15	5,1	17/03/16 7.15	-2,7	03/02/16 9.30	-5,2	11/02/16 11.30
Busa Manna sella	2592 m	-14,3	23/11	2,6	3,9	11/11/15 7.00	5,6	12/11/15 5.00	-3,2	04/12/15 6.30	-5,4	02/11/15 14.45
Busa Nord Fradusta	2607 m	-37,6	19/03	-20,6	14,6	20/03/16 5.45	18,2	26/02/16 8.30	-5,9	22/03/16 2.30	-11,0	14/03/16 22.00
Busa del Miel	2614 m	-38,3	20/02	-21,3	15,9	19/03/16 8.15	24,6	19/03/16 8.15	-5,9	07/12/15 16.00	-13,1	03/12/15 15.45
Foc di Sopra	2664 m	-26,7	18/01	-9,3	9,1	01/11/15 0.00	11,3	24/11/15 11.00	-3,9	04/12/15 5.15	-7,2	24/11/15 16.15

Inverno 2016/2017		minima assoluta			max aumento 15'		max aumento 60'		max diminuzione 15'		max diminuzione 60'	
Nome sito	quota	Temperatura	data	t. ridotta	aum 15'	data	aum 60'	data	dim 15'	data	dim 60'	data
Busa Manna 2	2544 m	-43,0	23/01	-26,4	14,8	30/01/17 11.15	20,2	30/01/17 11.00	-6,7	24/01/17 16.00	-15,3	14/02/17 17.00
Busa Manna 1	2546 m	-40,7	23/01	-24,1	16,4	16/12/16 18.15	20,2	15/11/16 10.15	-6,3	16/12/16 19.00	-14,6	16/12/16 18.45
Busa di Roda	2584 m	-39,2	23/01	-22,4	18,2	22/12/16 3.15	23,2	15/12/16 19.00	-7,5	22/01/17 1.00	-17,1	07/12/16 5.15
Busa Manna sella	2592 m	-21,6	06/01	-4,7	6,0	05/12/16 9.00	9,5	05/12/16 8.45	-3,4	04/11/16 20.30	-6,0	13/12/16 2.45
Busa Fradusta	2612 m	-40,5	29/11	-23,5	16,2	16/12/16 7.30	23,7	16/12/16 7.00	-4,2	10/12/16 21.00	-12,9	01/01/17 4.15
Busa del Miel	2614 m	-39,5	23/01	-22,5	21,8	24/01/17 0.15	26,9	14/02/17 23.00	-7,9	15/02/17 01.30	-17,3	15/02/17 01.30
Busa Riviera	2634 m	-43,7	23/01	-26,5	19,6	06/12/16 0.15	30,9	15/12/16 19.00	-4,6	09/12/16 8.00	-14,1	23/12/16 4.45

NOTE SULLA LETTURA DEI DATI DEL REPORT:

- Temperature in °C
- **Minima ridotta**: si intende la minima ridotta al livello del mare che equivale a sottrarre in modo convenzionale 0,65°C ogni 100 metri di dislivello.

Capitolo XII
Il rock glacier
della Val Cigolera

Una forma glaciale interessante e molto importante che però non si localizza propriamente nel massiccio delle Pale di San Martino è il *rock glacier*: il più tipico è quello della Val Cigolera. Alla testata del bacino, dove la valle ha direzione Sud-Ovest – Nord-Est, è presente un vasto accumulo a grossi blocchi che con la sua forma lobata può ricordare una colata di lava o di fango molto denso.



Il *rock glacier* della Val Cigolera in una foto aerea scaricata da internet.

Questa particolare forma morfologica viene indicata come *rock glacier*. In letteratura sono state proposte numerose definizioni di *rock glacier*, riferendosi di volta in volta alle caratteristiche morfologiche, strutturali, morfoclimatiche o della dinamica di movimento.

Dal punto di vista puramente morfologico, il *rock glacier* della Val Cigolera può essere definito come un accumulo detritico a forma di lingua, nettamente rialzato rispetto al terreno circostante.

Racchiusa con la linea rossa l'area occupata dal *rock glacier*.

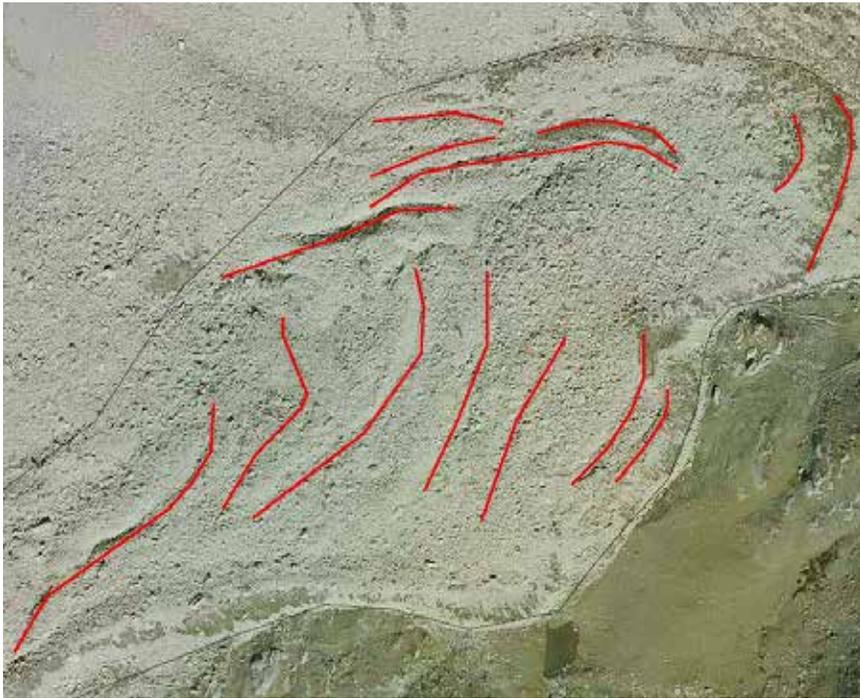


Particolare del lato meridionale del *rock glacier*. Si nota sulla fotografia come l'accumulo (la cui base è indicata dalla riga rossa) sia fortemente rialzato rispetto al terreno circostante e come la scarpata abbia una inclinazione prossima a quella limite dei materiali che formano l'accumulo di copertura.



La forma lobata viene spesso ben evidenziata anche dalla presenza di creste trasversali alternate ad avvallamenti, solcature ed ondulazioni molto simili alle cerchie concentriche (o parti di esse) che si trovano in prossimità dei depositi di ablazione delle fronti dei ghiacciai.

La parte frontale si presenta ripida, con pendenze che possono in alcuni punti superare i 40° . La presenza di materiali eterogenei con elementi an-



La parte terminale del *rock glacier*. Nella fotografia sono evidenziate le creste principali.

che di dimensioni ridotte si concentra principalmente sul fianco destro e sulla fronte: la parte centrale del corpo e quella a contatto con i detriti di falda della Cima di Ceremana sono al contrario formati quasi esclusivamente da blocchi spigolosi e per lo più privi di matrice in superficie (matrice fine che si dovrebbe concentrare in profondità).

Il *rock glacier* della val Cigolera occupa una superficie stimata da foto aerea



Particolare del fronte del *rock glacier*. Si nota bene sulla destra della fotografia come l'accumulo sia fortemente rialzato rispetto al terreno circostante e come presenti un angolo molto pronunciato.

in 10,80 ettari, ha una lunghezza di 850 metri e una larghezza, nel punto massimo, di 250 metri; la quota della fronte si localizza a 2150 metri sul livello del mare mentre quella all'apice è posta a 2400 m. I valori di quota, stando alla letteratura, sono favorevoli alla formazione di permafrost (ovvero terreni quasi sempre gelati) e ciò potrebbe far pensare alla presenza all'interno della struttura di settori con ghiaccio in forma di lenti o ad una matrice saturata da acqua ghiacciata (e questo potrebbe essere un punto molto interessante da verificare, probabilmente con analisi mediante stendimenti elettrici).

In un *rock glacier* la natura e la provenienza del ghiaccio interno restano ancora in parte aspetti poco conosciuti; più autori hanno formulato ipotesi diverse sull'origine di questo ghiaccio, ma le due scuole di pensiero predominanti sono quelle dell'origine glaciale e quella dell'origine periglaciale. Nel primo caso si ritiene che la struttura morfologica derivi da un antico ghiacciaio ricoperto da detriti. Nella seconda ipotesi si tratterebbe invece di ghiaccio che si forma per rigelo delle acque d'infiltrazione che cementa i sedimenti. È possibile che entrambi le ipotesi possano coesistere in quanto se le condizioni climatiche consentono l'esistenza del permafrost, anche il ghiaccio fossile da ghiacciaio può persistere a lungo.

I movimenti di un *rock glacier*, sempre lenti, dovrebbero essere legati proprio alla presenza del nucleo di ghiaccio interno ed alle oscillazioni termiche sopra e sotto il punto di congelamento. La forma lobata indica che, almeno in passato, il *rock glacier* della Val Cigolera era in movimento e che la velocità di scorrimento (che in queste strutture è di solito minore di 1 m all'anno) è stata maggiore nella parte centrale del corpo e diminuisce in modo graduale spostandosi verso i fianchi.



Il *rock glacier* fotografato dal sentiero per la forcella di Ceremana: in basso a sinistra si intravede una delle principali creste.

Analoghe strutture, ma che occupano superfici inferiori, sono presenti anche sul versante occidentale della Forcella Cigolera, a sud della Cima di Bragarol e nella zona delle Buse di Malacarne.



Il piccolo *rock glacier* alle pendici meridionali della Cima di Bragarol: la lunghezza di questa struttura è prossima ai 400 metri mentre la larghezza supera di poco i 100 metri.

Conclusioni

I cambiamenti climatici che sono in atto su tutto il pianeta hanno effetti macroscopici anche sul territorio del Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino.

Per riuscire a descriverli sono stati ricercati indicatori che reagissero a quelle che noi percepiamo come modeste variazioni nei parametri (temperatura, precipitazioni estive ed invernali) ma che in effetti tanto modeste non sono: ed in quest'ottica chi, se non i ghiacciai, può assolvere meglio al compito e rendere evidente anche ai più scettici cosa sta effettivamente succedendo?

Chi frequenta l'Altipiano delle Pale di San Martino dagli anni Settanta se non da prima, si ricorda bene di come fosse facile e comodo attraversare il ghiacciaio della Fradusta per raggiungere la cima omonima; sempre negli stessi anni non era raro incontrare in agosto qualche appassionato che andava a sciare proprio su questo ghiacciaio. Castiglioni, nella sua Guida edita nel 1935 descrivendo la Fradusta, scriveva: "digrada lentamente verso l'altipiano con vasto lenzuolo bianco del suo bel ghiacciaio. La docilità del suo pendio ghiacciato, ne fa una ideale passeggiata estiva e ancor più una magnifica gita invernale, mentre la sua posizione centrale nel Gruppo delle Pale rende il panorama quanto mai interessante e istruttivo..." Attraversare ora quel poco che è rimasto del ghiacciaio è molto impegnativo e, soprattutto, pensare di andare a sciare sulla Fradusta in agosto è pura utopia!

È bene però ricordare che il clima ha sempre avuto un andamento abbastanza simile ad un'onda sinusoidale e perciò periodi più caldi si intervalavano a periodi più freddi: dopo l'ultima glaciazione conosciuta come Würm (tra 110.000 e 12.000 anni fa) siamo entrati in un periodo postglaciale che, solo prendendo in considerazione gli ultimi 1200 anni circa, ha visto susseguirsi un "Periodo caldo medioevale" (tra l'800 ed il 1300 d.C.), la "Piccola età glaciale" (tra il 1300 ed il 1850 d.C), un periodo di nuovo riscaldamento che dura (con una interruzione tra il 1940 ed il 1975) fino ai giorni nostri.

Se questo alternarsi di periodi freddi e caldi aveva assunto una certa costanza, l'avvento della "civiltà" industriale e le emissioni in atmosfera di gas serra hanno complicato ed alterato un equilibrio già di per sé fragile.

Questa alterazione ha fatto sì che gli andamenti di crescita nelle temperatura (e non solo) abbiano subito una repentina accelerazione ed i nostri ghiacciai, la Fradusta in primis, lo testimoniano: una continua ed inarrestabile diminuzione di superficie che neanche inverni particolarmente nevosi come quello del 2013-2014 riescono a mitigare.

Ricordo che nel non lontano 1994 in un articolo scrissi "... se fosse confermata la perdita di 0,95 ettari annui, il ghiacciaio della Fradusta sarebbe destinato a scomparire in circa 23 anni." Purtroppo le previsioni si sono più che avverate ed il trend di scioglimento non solo non è diminuito, ma addirittura è aumentato raggiungendo i 2.2 ettari di perdita netta nell'estate del 2016: ormai del grande lenzuolo bianco ritratto nelle fotografie di

Wund di fine Ottocento non rimane che una piccola placca di ghiaccio che resiste (poco e male) solo perché è abbarbicata contro la roccia. E non che il Travignolo se la cavi meglio: se agli inizi degli anni Ottanta lo sperone centrale era circondato dal ghiaccio come testimonia la foto di copertina, ora la fronte principale si è ritirata di oltre 100 metri.

Questo è il lascito ai nostri figli...

Glossario

<i>Albedo</i>	L'albedo di una superficie qualsiasi è la frazione di radiazione incidente che viene riflessa, in altre parole rappresenta il potere riflettente di quella superficie. La quantità di energia riflessa dipende anche dalla lunghezza d'onda della radiazione. L'albedo può variare da 0 (nessuna radiazione viene riflessa, oggetto nero) a 1 (tutta la luce incidente è riflessa, oggetto bianco). L'albedo si può anche misurare in percentuale, ponendo 1 uguale a 100%. La Terra ha un'albedo media di 0,37 - 0,39, od in percentuale del 37%-39%. L'albedo della neve fresca arriva fino a 0,9 quello della neve compatta scende a 0,8. Se un'area parzialmente coperta di neve si riscalda, la neve tende a sciogliersi, abbassando l'albedo e portando quindi a uno scioglimento ancora maggiore.
<i>Ablazione</i>	In glaciologia il termine indica la rimozione di neve o ghiaccio causati in primis dall'irraggiamento solare, ma in generale anche da temperature superiori a 0°C.
<i>Acquicludo</i>	È un substrato roccioso a bassa permeabilità che impedisce la dispersione dei flussi idrici sotterranei in profondità; l'acqua non potendo ulteriormente infiltrarsi scorre sulla superficie di contatto tra acquifero e acquicludo e può venire alla luce nelle sorgenti.
<i>Acquifero</i>	È la roccia serbatoio che contiene la frazione di acqua meteorica infiltratasi nelle fratture della roccia.
<i>Bilancio di massa del ghiacciaio</i>	È la differenza tra accumulazione ed ablazione. Il bilancio può essere negativo ed allora il ghiacciaio perde volume, o positivo ed in questo caso il ghiacciaio cresce in volume.
<i>CAI</i>	Club Alpino Italiano.
<i>Carsismo</i>	È un processo di origine chimica che interessa le rocce a matrice calcarea e dolomitica. L'acqua resa acida dall'anidride carbonica (CO ₂) presente in atmosfera manda in soluzione i carbonati creando, alla lunga, veri e propri condotti all'interno della roccia.
<i>CGI</i>	Comitato Glaciologico Italiano.

<i>Deficit di precipitazioni nevose</i>	Si considera il bilancio in deficit quando la somma, della cumulata di neve al suolo è inferiore al valore di riferimento. Nel caso opposto si parla di surplus. Nel Quaderno si fa sempre riferimento alla neve cumulata al suolo nel decennio e, come valore di riferimento, è utilizzata la media delle cumulate al suolo nel trentennio 1961-1990.
<i>Dolina</i>	È una conca chiusa formatasi in seguito alla dissoluzione del carbonato di calcio costituente le rocce.
<i>ELA</i>	<i>Equilibrium Line Altitude</i> o linea di ablazione è definita come la linea che segna la quota ove l'accumulo annuale e l'ablazione si bilanciano. Questa quota dipende sia dal quantitativo di precipitazioni solide sia dalle temperature.
<i>Esarazione glaciale</i>	È l'insieme dei processi fisici di erosione da parte di un ghiacciaio con le rocce che sono a contatto con esso. L'esarazione modella le rocce in forme levigate e rilascia striature che indicano la direzione di spostamento del ghiacciaio.
<i>Faglia</i>	È una frattura avvenuta entro un volume di roccia che mostra evidenze di movimento tra le due masse di roccia divise.
<i>Georadar</i>	Il metodo di indagine utilizzato (GPR = <i>Ground Probing Radar</i> o georadar), è una tecnica di prospezione di tipo indiretto che sfrutta la generazione, propagazione e ricezione nel suolo di onde elettromagnetiche (0,1 m < < 100 m). La tecnica di indagine georadar sfrutta la capacità di rilevare mezzi di diversa conducibilità, attraverso la riflessione delle onde elettromagnetiche generate da un'antenna. Tramite un'antenna vengono irradiati nel sottosuolo impulsi di energia elettromagnetica di brevissima durata (qualche nanosecondo) che vengono riflessi, ricevuti, registrati ed elaborati. Il tempo impiegato dall'impulso per viaggiare dal trasmettitore al riflettore e ritornare al ricevitore viene misurato e, nel caso che la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche sia nota, si può determinare la profondità di riflessione.

<i>Giorni di ghiaccio</i>	Giornata in cui la temperatura massima non supera mai gli 0°C, ovvero non si ha scioglimento della neve o del ghiaccio.
<i>Giorni estivi</i>	Giornata in cui la temperatura minima non scende mai al di sotto degli 0°C ed i processi di scioglimento sono continui.
<i>Giorni piovosi</i>	Giornata in cui le stazioni pluviometriche registrano una precipitazione superiore a 1 mm.
<i>Giorni nuvolosi</i>	Durante una giornata coperta i ghiacciai risultano meno soggetti alle radiazioni solari dirette: non essendo possibile risalire a dati certi, si è fatto riferimento alle giornate in cui le stazioni pluviometriche registrano una precipitazione superiore a 0.2 mm (che è il valore minimo registrato dai pluviografi). Il numero di giornate nuvolose, che serve per definire assieme alle temperature ed alle precipitazioni l'andamento di una stagione, è qui usato solo come parametro indicativo e non vuole in nessun modo assumere caratteri di scientificità.
<i>IGM</i>	Istituto Geografico Militare italiano.
<i>Neve cumulata al suolo</i>	Altezza di neve come somma delle misure delle precipitazioni nel periodo indicato. Nel libro si far riferimento alle cumulate annuali (anno solare) fino al 1911, a quelle invernali per il periodo successivo.
<i>Neve al suolo</i>	In difetto di altra definizione puntuale, per neve al suolo si intende sempre la neve cumulata al suolo, ovvero la somma di tutte le altezze misurate nel periodo indicato (il più delle volte l'inverno o l'anno solare).
<i>Organizzazione Meteorologica Mondiale</i>	In sigla internazionale (W.M.O. - <i>World Meteorological Organization</i>). È una organizzazione intergovernativa formata da 189 Stati membri. È stata fondata nel 1873 e dal 1950 è diventata un'agenzia delle nazioni Unite. Tra i vari compiti che assolve c'è quello di standardizzare i rilevamenti meteorologici per renderli uniformi in tutto il mondo.
<i>Periodo estivo</i>	Si intende il lasso di tempo tra il primo giugno ed il 30 settembre e non quello compreso tra il 21 giugno ed il 23 settembre.

<i>Periodo di riferimento</i>	È stato indicato dall'Organizzazione Meteorologica Mondiale (W.M.O.) come trentennio di riferimento quello compreso tra il 1961 ed il 1990. È utile in quanto può servire come mezzo di confronto tra periodi differenti. Nel libro molto spesso si fa riferimento a questo periodo come “media” intendendola come media dei valori del trentennio.
<i>Permafrost</i>	Il permafrost è una particolare condizione termica del sottosuolo molto diffusa nei climi freddi che attualmente interessa circa il 25% della superficie terrestre. Per definizione il permafrost include qualsiasi substrato (terreno, detrito, roccia, ...) che rimanga congelato per almeno 2 anni consecutivi. La maggior parte del permafrost è localizzato nelle regioni Artiche ed Antartiche ma è presente anche nelle regioni montuose più elevate delle medie latitudini come le Alpi.
<i>Poro</i>	È il vuoto presente nei materiali. Viene definito come porosità di un materiale il rapporto tra il volume dei vuoti e quello totale.
<i>Porta del ghiacciaio</i>	È lo sbocco naturale delle acque che percorrono la rete idrografica interna all'ammasso glaciale (compresa quella di fondo). Questa apertura può il più delle volte manifestarsi come una caverna da cui sgorga un torrente d'acqua più o meno grande.
<i>SAT</i>	Società degli Alpinisti Tridentini. È la sezione trentina del CAI.
<i>Trim line</i>	È la linea che indica il massimo livello raggiunto da un ghiacciaio in una valle. Normalmente è una linea abbastanza netta al di sopra della quale l'erosione eolica, quella dell'acqua, l'effetto del gelo/disgelo e dei microrganismi ha alterato la roccia, mentre al di sotto questi processi di alterazione non si verificano per la protezione della roccia da parte del ghiaccio.

Bibliografia

A.R.P.A.V., *Atlante delle sorgenti del Veneto* [dati ottenuti da database non pubblicato] <http://www.arpa.veneto.it/arpavinforma/pubblicazioni/atlante-delle-sorgenti-del-veneto> - 2007.

AA.VV., *Sotto Zero - Meteorologica - Atti della Conferenza annuale della UMFBG - Semestrale dell'Unione meteorologica del Friuli Venezia Giulia - Anno XII - n.2.*

ALFONSINI L., PESAVENTO S., PAOLETTO A., RIZZONELLI G., *Report doline e siti freddi di Meteo Triveneto* - 2016.

BAEDEKER K., *Handbuch für Reisende* - Leipzig - 1908.

BARONI C., *La risposta dei ghiacciai alpini alle variazioni climatiche* - in GeoItalia n. 32 Settembre 2010 pag. 50.

BATTISTI C., *Il Trentino. Saggio di geografia fisica e antropogeografia* - Trento 1898.

BIZZARINI F., *Guida alla Geologia del Parco*. Quaderni del Parco n.9. Ente Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino 2009.

BOITI I., LASEN C., SAFFARO BOITI T., *La vegetazione della Val Venegia* - Manfrini Editore - 1989.

BOSELLINI A., *Geologia delle dolomiti*. Athesia, Bolzano 1996.

BOSELLINI A., GIANOLLA P., & STEFANI M., *Geology of the Dolomites*. Episodes, 26(3), 181-185 - 2003.

BRENTARI O., *Pale di San Martino* - Bollettino del CAI per l'anno 1886.

CALDONAZZI M., ZANGHELLINI S., *Monitoraggio degli uccelli nidificanti nel Parco Naturale Paneveggio - Pale di S. Martino 2009/2010*. Relazione pp. 325 - 2010.

CASAROTTO C., *Ghiacciai in Trentino, Ricerca e stato di salute. Atti dell'Accademia Roveretana degli Agiati* - Vol X - anno 2010.

CASTANY G., *Idrogeologia principi e metodi*. Dario Flaccovio Editore - 1985.

CASTIGLIONI B., *Alcuni ghiacciai nelle dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico* - Estratto dal Bollettino del Club Alpino Italiano - Vol. XLII - n. 75 - 1925.

CASTIGLIONI B., *Il gruppo delle Pale di San Martino* in Mem. D. Ist. Di Geologia dell'Università di Padova - 1939.

CREPAZ A., CAGNATI A., DE LUCA G., *Evoluzione dei ghiacciai delle dolomiti negli ultimi 100 anni* - Neve e Valanghe - 1996.

D'ANNA G., *Dal Garda alle Dolomiti* - Salvatore Rizzo - Maurizio Casagrande, pag. 278.

D'ANNA G., *Nel Gruppo delle Pale di San Martino* - XIV Annuario della SAT, Rovereto, pag. 209. Anno sociale 1888.

- DE FRANCESCHI L., *Pale di San Martino Est* - Cai - TCI - 2006.
- DOGLIONI C., *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journal of Structural Geology 9 (2): 181-193 - 1987.
- FILIPPI GILLI E., *Cambiamenti Climatici nelle Valli di Primiero - Eventi naturali estremi* - La BottegadelNordEst - 2016.
- FILIPPI GILLI E., *Analisi dell'andamento meteorologico della stagione invernale 2015 - 2016 nell'area degli impianti di risalita di Punta Ces* - Inedito.
- FILIPPI GILLI E., *Analisi dell'andamento meteorologico della stagione invernale 2014 - 2015 nell'area degli impianti di risalita di Punta Ces* - Inedito.
- FILIPPI GILLI E., *Analisi dell'andamento meteorologico della stagione invernale 2013 - 2014 nell'area degli impianti di risalita di Punta Ces* - Inedito.
- FILIPPI GILLI E., *Regressione degli ammassi glaciali nelle Dolomiti: il caso della Fradusta*. In Dendronatura n. 1/2009.
- FILIPPI GILLI E., *I ghiacciai del gruppo delle Pale di San Martino* - Rivista Aquile n. 0 - Estate 2013.
- FORD D., & WILLIAMS P. D., *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons - 2013.
- GENZO C., *Indagini preliminari sulla flora periglaciale calcareo dolomitica delle Alpi Sudorientali in relazione all'arretramento glaciale* - Studi Trentini di Scienze naturali - Acta Biologica 79.2002 - Tipografia Temi TN - Settembre 2003.
- HUEMER P. & TIMOSSO G., *Sattleria revisited: unexpected cryptic diversity on the Balkan Peninsula and in the south-eastern Alps (Lepidoptera: Gelechiidae)*. Zootaxa 3780 (2) 282-296 - 2014.
- LASEN C., *Habitat Natura 2000 in Trentino* - Manfrini - Rovereto 2006.
- LITSCHAUER D., *Untersuchung der Entwicklung von Kaltluftseen in Dolinen- und Beckenlagen (Investigation of the development of cool air pools in sinkholes and basins)*. Ph.D.dissertation, University of Vienna, 129 pp. - 1962.
- MARKS D., DOZIER J., *A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas*. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol., B27, 159-187 - 1979.
- LINIGER H. P., WEINGARTNER R. & GROSJEAN M., *Mountains of the World: Water Towers for the 21st Century. A Contribution to Global Freshwater Management*. Berne, Switzerland: Mountain Agenda 1998.
- LUCIANETTI G., MASTRORILLO L., MAZZA R., *Preliminary conceptual model of an Alpine carbonate aquifer (Pale di San Martino, Dolomites, Italy)*. Italian Journal of Groundwater 5(2): AQUA2015 Issue. Doi: 10.7343/as-2016-199 - 2016.

MARINELLI O., “*I Ghiacciai delle Alpi Venete*” - supplemento alla rivista geografica italiana n. 11 gennaio - aprile 1910.

MASTRORILLO L., BALDONI T., BANZATO F., BOSCHERINI A., CASCONI D., CHECCUCCI R., PETITTA M. & BONI, C., *Quantitative hydrogeological analysis of the carbonate domain of the Umbria region*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 137-55 - 2009.

MERCALLI L., CAT BERRO D., *L’Impatto del riscaldamento globale sui ghiacciai alpini* - Ecoscienza n.2 anno 2012, pag. 27.

MINISTERO DELL’AMBIENTE, *Proceedings of the III International Conference “Water in the Alps”* - Alpine Water conference 2010. Bieffe s.r.l., Rome - 2011.

MUSCIO G., TOMASELLI M., PELLEGRINI G.B., VARIN S., ZANETTI A., SOLARI M., *Ambienti nivali* - Collana quaderni habitat - Ministero dell’Ambiente e Tutela del territorio 2005.

MUSTONI A., *Piano faunistico del Parco Naturale di Paneveggio-Pale di San Martino*. Volume 2 - 2003.

MUSTONI A., PEDROTTI L., ZANON E., TOSI G., *Ungulati delle Alpi*. Nitida Immagine Editrice, Cles (TN) - 2002.

PASTA M., PAVAN M., SONDA D., CAROLLO F., CAGNATI F., *Prospezione di alcuni ghiacciai dolomitici tramite tecniche gpr e gps* - AINEVA - ARPA VENETO - 2005.

POSPICHAL B., EISENBACH S., WHITEMAN C.D., STEINACKER R., DORNINGER M., *Observations of the cold air outflow from a basin cold pool through a low pass*. Extended Abstracts, Int. Conf. on Alpine Meteorology and MAP-Meeting, Brig, Switzerland, MeteoSwiss, Publication 66, 153-156. - 2003.

PARTEL P., CAVALLERO S., CITTERIO C., *Alpine ibex (Capra ibex) versus Sarcoptes scabiei: field evidence of possible resistance as a driver for management and research*. X Congresso Nazionale di Teriologia. Acquapendente (VT) 20 - 23 aprile 2016. Hystrix Volume 27 (Supplement), pag. 35 - 2016.

PIZZOLOTTO R., *Studio della distribuzione dei Coleotteri Carabidi in ecosistemi di alta quota nel Parco Naturale di Paneveggio e Pale di San Martino*. Relazione anno 2014, pp 52 - 2014.

P.A.T., *Catasto sorgenti* [dati ottenuti da database non pubblicato]. http://www.protezionecivile.tn.it/territorio/Banchedati/Sorgenti/Sorgenti_accessowebgis/

P.A.T., Ufficio Previsioni e Pianificazione Servizio Prevenzione Rischi Dipartimento Protezione Civile (2015). *Quaderno di nivologia n° 31* [report online]. Disponibile all’ URL http://www.meteotrentino.it/neve-ghiacci/neve/quaderni/Quaderno_31.pdf.

RICHTER E. , “*Die Gletscher der Ostalpen*” - j Engelhorn - Stoccarda 1888.

- REISIGL H., KELLER R., *Fiori e ambienti delle Alpi* - Museo Trentino di Scienze Naturali - Trento - 1990.
- RENON B., *Le fabbriche naturali del freddo* - 2011.
- SECCHIERI F., *I Ghiacciai delle Dolomiti* - Regione del Veneto - Ed. La Galiverna - 2012.
- SMIRAGLIA C., *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia* - Zanichelli - 2012.
- TAUFER G., FILIPPI GILLI E., *Fradusta, ghiacciaio che va scomparendo* - Bollettino SAT n. 3 anno 2009.
- TAURISANO A., *Dinamica evolutiva dei ghiacciai delle Dolomiti nell'ultimo secolo* - Università degli studi di Ferrara - Anno accademico 1994-95.
- TIMOSSI G., *Gli Eteroceri del Parco Naturale Paneveggio - Pale di San Martino (Trentino, Northern Italy)* - (2017 in pubblicazione).
- VALCANOVER E., *Evoluzione del ghiacciaio del Travignolo nell'ultimo secolo* - Tesi di Laurea - Università degli Studi di Padova - Dipartimento di Geoscienze - Anno Accademico 2012-2013.
- WHITE W.B., *Groundwater flow in karstic aquifers*. In: Delleur, J.W. (Ed.), *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 18-1 - 18-36. (1998).
- WHITEMAN C.D., HAIDEN T., POSPICHAL B., EISENBACH S., STEINACKER R., *Minimum Temperatures, Diurnal Temperature Ranges, and Temperature Inversions in Limestone Sinkholes of Different Sizes and Shapes*. J. A P P L. M E T E O R. 43, 1224-1236 - 2004.
- WUND T., *Die Besteigung des Cimone della Pala* - Biblioteca SAT Trento.
- ZANCHETTO S., TONELLI A., *Prospezione geofisica mediante sondaggi elettrici verticali sui ghiacciai Fradusta e della Presanella* - Inedito.
- ZANETEL C., *Evoluzione dei ghiacciai delle Pale di San Martino e della Civetta (Dolomiti orientali) dal 1900 ad oggi* - Tesi di Laurea - Università degli Studi di Padova - Dipartimento di Geoscienze - Anno Accademico 2012-2013.
- ZANON G., *I ghiacciai del Veneto* - Canova - 1990.

*Finito di stampare
nel luglio 2017
dalla Litografia EFFE e ERRE, Trento*