

## Dal Gruppo del Sella a Pera di Fassa

### Attraverso le Dolomiti, Patrimonio dell'Umanità dell'UNESCO

#### Riferimenti alla Via Alpina:

coincidente in molti tratti con i segmenti B22, B23, B24, B25 della Via Alpina.

#### Breve descrizione dell'itinerario

L'itinerario rappresenta la naturale prosecuzione del precedente e si snoda nell'alta Val di Fassa, in Trentino, all'interno dei gruppi montuosi del Sella, del Padon, della Marmolada e del Catinaccio (Rosengarten). Il percorso inizia presso il Rifugio Boè (Bambergerhütte), ai piedi dell'omonima cima, raggiunge

il Passo Pordoi e, dopo aver percorso parte del lungo crinale del Padon, in vista del ghiacciaio della Marmolada, scende al lago artificiale della Fedaiia. Da qui guadagna la Val Contrin, prosegue per il Passo S. Nicolò, Forcia Neigra e dopo aver percorso le valli del Ciampac e de Crepa, raggiunge Fontanazzo e Campitello. Risale poi verso la Val Duron, la Val di Dona fino al Rifugio Antermoia, nel cuore del Catinaccio e, superato il Passo d'Antermoia, scende per la Valle del Vajolet fino all'abitato di Pera (fig. 6.1).

L'itinerario si sviluppa fra i 1389 m (Fontanazzo) ed i 2950 m (Sas Pordoi). È organizzato in 4 Tappe giornaliere, per totali 50 Km. I livelli di difficoltà sono vari: prevalentemente "escursionistici", ma per alcuni tratti è richiesta

una certa esperienza.

I toponimi e le quote di seguito riportati fanno riferimento alla Carta Topografica per escursionisti: Val di Fassa e Dolomiti Fassane, foglio 6; scala 1:25.000. Edizioni Tabacco, 2008. Toponomastica ladina della Val di Fassa aggiornata in base ai dati del Servizio Urbanistica e tutela Ambientale P.A.T.

**N° delle tappe:** 4

**Punto di partenza:** Rifugio Boè, 2871 m

**Punto di arrivo:** Pera di Fassa, 1326 m

**Luogo:** Trentino nord orientale

**Contesto geologico:** rocce sedimentarie e vulcaniche prevalentemente di età triassica (Scitico-Retico) e depositi quaternari.

#### Principali caratteristiche geologiche:

L'itinerario rappresenta la naturale prosecuzione del precedente e si snoda all'interno delle formazioni triassiche carbonatiche e vulcaniche delle Dolomiti fassane. Le vicende geologiche e geomorfologiche che hanno dato luogo alle Dolomiti, si possono far risalire ad almeno 250 milioni di anni fa, quando in un ambiente marino tropicale tra Europa e Africa si crearono le condizioni idonee per la proliferazione di grandi colonie di organismi biocostruttori responsabili della formazione degli spettacolari edifici dolomitici che caratterizzano questo territorio. I tratti salienti della storia

geologica della regione dolomitica sono ben espressi nel capitolo sulle principali caratteristiche geologiche, dell'itinerario della Via GeoAlpina "Da Auronzo di Cadore al Gruppo del Sella" che precede il presente itinerario, con il quale è in stretta connessione. La peculiarità di questo secondo segmento di Via GeoAlpina, è legato all'intima vicinanza e ai complessi rapporti tra rocce di natura diversa quali le rocce eruttive e le rocce sedimentarie di piattaforma carbonatica e di bacino che caratterizzano il tratto fassano di Via GeoAlpina. In più punti è possibile ammirare gli spettacolari contrasti cromatici e morfologici tra le candide e ardite pareti calcaree e dolomitiche e i più blandi e cupi pendii fatti di lave e prodotti vulcanici. L'origine delle rocce vulcaniche si deve alla presenza, circa 230 milioni di anni fa, di due grandi vulcani posti nei dintorni di Predazzo e dei Monzoni, che riversarono grandi quantità di lave, ceneri e lapilli nei fondali marini circostanti. Le "scogliere coralline" che fino a quel momento vedevano proliferare alghe, spugne e coralli, furono letteralmente sepolte dalle eruzioni vulcaniche che provocarono un temporaneo arresto della sedimentazione carbonatica. L'attività vulcanica è stata talmente imponente che la regione dolomitica può essere considerata il più importante distretto vulcanico d'Europa del Triassico medio.



102 Fig. 6.1 - Tracciato dell'itinerario, con l'indicazione delle 4 tappe giornaliere.

La serie stratigrafica qui presente è compresa tra il Werfeniano / Scitico (Formazione di Werfen) ed il Cretacico (Marne del Puez) ed abbraccia un intervallo cronologico un po' più ampio di quello considerato nel precedente itinerario. Oltre alle formazioni sedimentarie descritte in quest'ultimo, si incontreranno le unità vulcaniche (lave, lave a *pillow*, ialoclastiti) e i prodotti sedimentari (prevalentemente conglomerati) dovuti alla successiva erosione e smantellamento delle vulcaniti al termine dell'evento vulcanico. Tali rocce caratterizzano interi rilievi montuosi come la catena del Padon e il Buffaure e parti delle Valli di San Nicolò e Duron. Una volta cessata l'attività dei vulcani, gli organismi biocostruttori tornarono a popolare le zone di mare basso dando origine ad una nuova generazione di piattaforme carbonatiche, note oggi come Dolomia Cassiana. Dove il mare invece si manteneva più profondo si depositarono le fini alternanze calcareo-vulcanoclastiche della Formazione di San Cassiano rinomata per gli splendidi fossili in essa rinvenuti, che caratterizzano ad esempio la sella di Passo Pordoi.

La storia più recente di questo territorio va invece letta attraverso le forme di erosione e di accumulo scolpite nel paesaggio durante il Quaternario. Imponente è ancora l'impronta lasciata dai ghiacciai nella loro massima espansione. Segmenti

di valle glaciale e forme vallive sospese si trovano nella testata della Val di Fassa. Ghiacciai di circo sono invece arroccati nelle testate delle valli in posizione protetta dall'insolazione; dove questi sono estinti, brevi argini morenici frontali, laghetti e soglie in roccia ricordano la loro presenza. Unica evidente testimonianza di quella che fu la rete di ghiacciai che solcavano tutte le valli dolomitiche, oltrepassando anche gli attuali valichi, è il Ghiacciaio della Marmolada. Pur essendo di esigue dimensioni, rappresenta il ghiacciaio più esteso delle Dolomiti e riveste notevole importanza dal punto di vista storico per aver ospitato al suo interno, durante la prima guerra mondiale, l'intero complesso di cunicoli che costituivano la "città di ghiaccio". Alcuni depositi glaciali, modellati in argini morenici, indicano le posizioni raggiunte dalle lingue di ghiaccio nelle varie fasi della massima espansione e della deglaciazione. Altri fenomeni particolari, come grandi frane, catture fluviali arricchiscono il contesto geomorfologico. All'azione del gelo sono legate le falde detritiche ed i coni che fasciano al piede quasi ovunque le ripidi pareti rocciose. In molti luoghi su di essi si sviluppano i sentieri che andremo a percorrere. L'idrografia delle valli secondarie, che si è sviluppata a partire dal ritiro dei ghiacciai ha inoltre depositato grandi coni alluvionali sui quali spesso

sono ubicati i centri abitati. I vari processi di degradazione infine, scolpiscono in questa regione forme particolari come cenge, torrioni e pinnacoli.

### Contesto - storico - economico - sociale

#### IL LADINO

La parlata e la cultura ladina, rappresentano l'ultimo relitto di una primitiva unità culturale alpina. Sulla questione ladina esiste una vera e propria letteratura scientifica; alcune tesi sostengono l'esistenza di una vera lingua a sé, utilizzata in passato dai popoli alpini. In seguito, l'ingressione da nord delle lingue germaniche e da sud di quelle italiane, avrebbero frantumato questo idioma nei tre nuclei oggi rimasti. La Val di Fassa è una delle regioni della sezione centrale ladina (ladino dolomitico), articolate intorno al massiccio del Sella. Le altre due sezioni ladine sono l'occidentale, costituita dalle parlate dell'Engadina, e l'orientale che comprende il friulano. Le più evidenti tracce dell'antica unità sembrano oggi rimanere nella toponomastica.

#### LA GRANDE GUERRA

Nel fronte della guerra italo austriaca, il settore delle Dolomiti esprimeva al massimo le caratteristiche dei fronti in montagna: relativamente facile da difendere, difficilissimo da attaccare. In particolare la Marmolada rappresentò un punto strategico per tutti gli eserciti in conflitto.

Inizialmente fu solo teatro di isolate perlustrazioni, ma nella primavera del 1916 la situazione cambiò. La minaccia di accerchiamento delle truppe italiane sul Col di Lana da parte di quelle austriache, spinse i comandi italiani a tentare l'occupazione della Marmolada. Alcune azioni di conquista si svolsero anche lungo la ripida parte sud e portarono all'occupazione di alcune postazioni austriache posizionate sulla cresta Seràuta. Anche in conseguenza di questo evento, nel Ghiacciaio della Marmolada, tutto in territorio Austriaco, fu scavato un sistema di gallerie che raggiunse uno sviluppo totale di 12 chilometri, da cui l'appellativo di "Città di ghiaccio". I soldati austriaci perforarono le viscere del ghiacciaio raggiungendone il fondo ad una profondità di 50-60 m. Lo scopo dell'operazione era quello di collegare tra loro più caposalda e gallerie in roccia, mantenendosi al riparo dagli osservatori italiani dislocati sulla Punta Seràuta. Con il ritiro del ghiacciaio sono riemersi, a partire dalla metà degli anni '90 del secolo scorso, resti di baraccamenti della città di ghiaccio, che avevano conservato libri, suppellettili e capi di vestiario.

#### LE LEGGENDE DOLOMITICHE

Le leggende delle Dolomiti tramandano le sensazioni vissute di antichi paesaggi, le emozioni che si colgono davanti al pallore notturno delle cime ed al loro arroccamento al tramonto (enrosadira,

*Alpenglügen* in tedesco), la durezza della vita quotidiana e trasmettono esperienze e saggezze cresciute lungo i secoli. Tramandate oralmente fino all'inizio del 900 le *"Dolomiten sagen"* (*sagen* dal tedesco raccontare) hanno pochi simili riscontri altrove. Si deve principalmente a Karl Felix Wolf ed al suo casuale incontro all'età di nove anni con una vecchia "tata" trentina della Val di Fiemme che lo assistette durante una lunga malattia raccontandogli fiabe e leggende delle sue valli, se oggi possiamo avvicinarci a questo mondo fantastico. Di questo autore si ricordano le tre raccolte di leggende *"Dolomiten Sagen"* (1913), *"Il regno dei Fanes"* (1932) ed *"I monti pallidi"* (1936).

I SENTIERI: *VIEL DEL PAN*

Alcuni tratti dei sentieri che saranno percorsi da questo itinerario, ricalcano totalmente od in parte tracciati storici o molto noti dal punto di vista alpinistico. Uno di questi è il "Viel del pan" o "Bindelweg" (tappa 1), spettacolare e facile sentiero sulle pendici del Padon di fronte al versante N della Marmolada. Il sentiero, risistemato verso il 1900 dalla sezione di Bamberg dell'Alpenverein e dedicato al promotore Karl Bindel, corrisponde all'antico tracciato della "Via del pane" che per secoli unì, attraverso i passi Fedaià, Pordoi, Sella e Giogo di Fassa, la Val Gardena con la Val Cordevole, permettendo scambi commerciali.

I SENTIERI: *ALTA VIA N.2*

Un altro sentiero estremamente noto dal punto di vista alpinistico è l'Alta via delle Dolomiti n.2, lungo parte del quale si articola la prima tappa di Via Geoalpina (segnavia 627 - 606) qui descritta. Le alte vie sono una peculiarità della zona dolomitica e furono concepite con lo scopo di permettere lunghe traversate a carattere escursionistico utilizzando per lo più sentieri esistenti, con la possibilità di varianti più impegnative. Il progetto di questi itinerari nacque nei primi anni '60 da un'idea di G. Angelici e si concretizzò nell'Alta via n.1, da Braies a Belluno. Ne seguirono poi altre ed oggi se ne contano in totale 7. L'Alta via n.2, parte dalla Plose (Bressanone) ed in 15 tappe (15 giorni) con un percorso di 185 chilometri, raggiunge Feltre. È nota anche come alta via delle Leggende, perché attraversa numerosi gruppi montuosi e vallate in cui sono ambientate gran parte delle leggende dolomitiche. Il suo segnavia è un triangolo con all'interno il numero 2.

I SENTIERI: *SENTIERO ITALIA*

Il tratto di sentiero 605 (tappa 1, dal Rifugio Castiglioni al Rifugio Villetta Maria) coincide con un segmento del Sentiero Italia. Il Sentiero Italia (SI) è un itinerario escursionistico lungo 6.166 km che attraversa l'intero territorio nazionale. Il percorso, suddiviso in 368 tappe, parte da Trieste e attraversando

l'intero arco alpino, tutta la catena appenninica, la Sicilia e la Sardegna arriva a Santa Teresa di Gallura utilizzando lunghi tratti di tracciati preesistenti. La sua realizzazione, ancora in parte incompiuta, è relativamente recente. L'idea originale risale al 1983 per opera di un gruppo di escursionisti, con la collaborazione del CAI e vide la luce nel 1995 nell'ambito della prima edizione del "Cammina Italia", allorché l'intero itinerario venne percorso in otto mesi.

### **Descrizione della tappa N° 1: Rifugio Boè, Rifugio Contrin**

*La tappa parte dal Rifugio Boè (2871 m) e, fiancheggiando la ripida bastionata occidentale del Piz Boè, prosegue in direzione S fino al Rifugio Forcella Pordoi (segnavia 627). Da qui in 20' si raggiunge l'arrivo della Funivia (Rifugio Maria) (2950 m) con la quale in pochi minuti si scende il Passo Pordoi. Questo primo facile tratto dell'itinerario, può presentare difficoltà di orientamento con nebbia. Possibile presenza di placche di neve in apertura di stagione. Dalle terrazze del Rifugio Maria, da cui si gode un ampio panorama sulla zona dolomitica, è possibile vedere l'intero sviluppo di questo itinerario. Dopo aver raggiunto il Passo Pordoi con la funivia (o a piedi da Forcella Pordoi, 1,30 h), un sentiero ben*

*tracciato con pendenza costante aggira verso E il Sas Becè ed arriva al Rifugio Baita Fredarola. Qui si è sullo spartiacque tra le Valli dell'Avisio e del Cordevole. Il cammino prosegue lungo il "Viel del Pan", un itinerario semplice e panoramico al cospetto del Gran Vernel, della Marmolada, e dell'omonimo ghiacciaio, il più grande della regione dolomitica, che ricopre la sommità della "Regina delle Dolomiti". Il tracciato si mantiene in quota per un lungo tratto, sul versante meridionale della catena del Padon, passa per il Rifugio Viel del Pan (2432 m) e scende successivamente al Rifugio Ettore Castiglioni alla Fedaià. Al Rifugio Castiglioni si presentano due possibilità: salire con la bidonvia al Pian dei Fiacconi per visitare la fronte e le morene frontali del Ghiacciaio della Marmolada e poi scendere al Rifugio Contrin passando per Forcella Marmolada, oppure raggiungere direttamente Penia passando per Villetta Maria (1681 m, segnavia 605) e risalire al Rifugio Contrin con il sentiero 602 lungo l'omonima valle glaciale sospesa (2,00 ore). Dal punto di vista geologico si attraversano rocce sedimentarie e vulcaniche di età compresa tra il Triassico medio ed il Cretacico. Dal punto di vista geomorfologico è possibile osservare forme connesse al glacialismo recente, alla degradazione dei versanti e*

a fenomeni di tipo essenzialmente periglaciale. Non mancano esempi molto didattici di morfologie strutturali.

**NOTE ALLA VARIANTE ALPINISTICA VIA FORCELLA MARMOLADA.** Dal Rifugio Castiglioni attraversando la diga (segnavia 606) si arriva ai rifugi Dolomia, Seggiovìa e Cima 11 e di qui con l'impianto di risalita al Rifugio Pian dei Fiacconi (2625) e Rifugio Ghiacciaio Marmolada. Proseguendo per il sentiero 606, con un dislivello di 271 m, si raggiunge Forcella Marmolada (2896) e poi al Rifugio Contrin con una discesa di 880 m. Tempo di percorrenza della variante totale 5 ore. Difficoltà EEA. L'itinerario presenta difficoltà tecniche, ed è da intraprendere solo con perfette condizioni meteorologiche.

#### Accesso

Il Rifugio Boè si raggiunge solo a piedi; dalla Capanna Piz Fassa sul Piz Boè (segnavia 638-627); dal termine del tratto di Via Gealpina "Auronzo di Cadore - Gruppo di Sella"; dalla Val de Mesdì (segnavia 651) lasciando l'auto a Corvara; da Pian Schiavaneis (segnavia 647) lasciando l'auto a Pian Schiavaneis al Km 36 della 242 per il Passo Sella; dal Rifugio Cavazza al Pisciadù (segnavia 666 e 667 - variante ferrata Brigata Tridentina) lasciando l'auto poco ad E di Passo Gardena;

**Partenza:** Rifugio Boè (2871 m);  
Lat. N 46° 31' 22,27" - Long. E 11° 49' 32,90"

**Arrivo:** Rifugio Contrin (2016 m);  
Lat. N 46° 25' 47,00" - Long. E 11° 48' 58,43"

**Base topografica:** Carta topografica per escursionisti, Editrice Tabacco 1:25.000: Val di Fassa e Dolomiti Fassane, foglio 6

**Quota minima:** Penìa, 1486 m

**Quota massima:** Sas Pordoi, 2950 m

**Dislivello totale in salita:** 840 m (senza variante per Forcella Marmolada);

585 m per Forcella Marmolada

(con uso di impianti di risalita)

**Dislivello totale in discesa:** 1790 m (senza variante per Forcella Marmolada) 2100 m per Forcella Marmolada

(con uso di impianti di risalita)

**Durata:** 8 h (utilizzando la funivia da Sas Pordoi a Passo Pordoi); 9,00 h per Forcella Marmolada (utilizzando

bidonvia per Pian dei Fiacconi)

**Lunghezza percorso:** 19,6 Km (senza variante per Forcella Marmolada); 16,6

Km per Forcella Marmolada

**Livello di difficoltà:** E (EEA con variante per Forcella Marmolada)

#### Sosta N° 1 - Rifugio Boè (2871 m)

La prima sosta è ubicata a qualche centinaio di metri a S del Rifugio Boè. Da qui si può osservare la ripida bastionata nord-occidentale del Piz Boè caratterizzata da una serie di strati disposti orizzontalmente (fig. 6.2). Alla base la piramide del Boè è costituita da dagli

Fig. 6.2 - Bastionata occidentale del Piz Boè. CD: Calcarea di Dachstein; AR: Ammonitico Rosso; r: ripiegamento delle rocce coinvolte nel sovrascorrimento di vetta



Dal Gruppo del Sella a Pera di Fassa

strati suborizzontali del Calcarea di Dachstein (formazione calcarea depositata in un mare poco profondo e ricca di lamellibranchi, con un'età di 205-210 milioni di anni) che poggiano sulle potenti bancate della Dolomia Principale qui mascherate in parte dal detrito. Al Calcarea di Dachstein segue verso l'alto il bancone del Rosso Ammonitico (calcarea rosso e

nodulare ricco di ammoniti, noto anche come "marmo rosso di Verona" risalente a 170-140 milioni di anni fa) e un sottile lembo di marne cretatiche (Marne del Puezi). Al di sopra di queste ritroviamo i più antichi strati calcarei del Dachstein sovrastati da pochi metri di Rosso Ammonitico e Marne del Puezi coperte nuovamente dal Calcarea di Dachstein, che

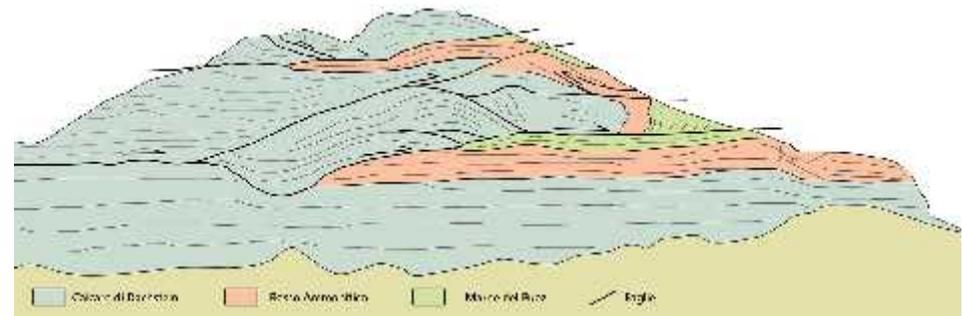


Fig. 6.3 - Schema del sovrascorrimento di vetta del Piz Boè (ridisegnato da Doglioni 2008)



Fig. 6.4 - Il Ghiacciaio di Sella o del Boè in una fotografia dei primi anni del secolo scorso

pur essendo la più antica delle tre formazioni costituisce la sommità del versante del Piz Boè. Ciò si deve alla particolare struttura del Boè legata alla presenza di un sovrascorrimento di vetta (*klippen* o *Gipfelfaltungen*), un com-



Fig. 6.5 - Stralcio della "Karte der Langkofel und Sellagruppe" del 1904 alla scala 1:25.000 indicante la presenza del ghiacciaio del Sella

plesso sistema di piani di faglia a basso angolo lungo i quali si sono verificati i movimenti tettonici che hanno traslato e sollevato blocchi di rocce più antiche



Fig. 6.6 - Le bancate orizzontali nella Dolomia Principale messe in evidenza da una serie di gradini e terrazze

portandoli sopra a lembi di rocce più giovani (fig. 6.3). Osservando con attenzione la parete si potranno notare i vari blocchi di rocce sovrascorsi gli uni sugli altri e i ripiegamenti degli strati coinvolti nei movimenti.

A N del Piz Boè, quasi alla testata della Val de Mesdì, fino a pochi decenni fa era presente un piccolo ghiacciaio (fig. 6.4) localmente chiamato *dlacia* (nome locale per indicare ghiaccio), meglio noto con il nome di Ghiacciaio di Sella o del Boè. La sua presenza, segnalata anche sulle vecchie carte austriache (fig. 6.5) era garantita dall'esposizione verso N e dall'alimentazione da parte delle valanghe. Nel 1910 venne descritto con una superficie di circa 14 ettari e nel 1938 un suo lobo occidentale fu segnalato, parzial-

mente mascherato dal detrito, nei pressi del Rifugio Boè. Oggi non resta testimonianza di questo piccolo ghiacciaio se non alcune effimere tracce di argini morrenici latero frontali a poche centinaia di metri dal rifugio.

Il sentiero prosegue attraversando un ampio pianoro roccioso costituito dalle bancate orizzontali della Dolomia Principale (calcari dolomitici e dolomie bianche e grigie del Norico) modellate in una serie di gradini e terrazzi rocciosi, ben evidenti ad esempio sul versante sud orientale del Valon del Fos (fig. 6.6)

#### Sosta N° 2 - Forcella Pordoi (2829 m)

Dai pressi del Rifugio Forcella Pordoi, uno sguardo a ritroso permette di vedere nella sua maestosità la piramide del Piz Boè; sui suoi versanti meridionale e occidentale si possono notare le complesse stratificazioni, in alcuni casi evolute in pieghe coricate, che testimoniano il fenomeno precedentemente descritto del sovrascorrimento di vetta.

Il solco verticale ben visibile nell'ampia insellatura tra il Piz Boè e Col Aut (fig. 6.7) testimonia la presenza di una faglia a direzione grossomodo NE - SW, che attraversa il Gruppo del Sella e disloca parzialmente la successione carbonatica del massiccio dolomitico; evidenze morfologiche della faglia si hanno nella angusta Forcella Pordoi, nel tratto rettilineo della testata del Valon del



Fig. 6.7 - Il solco verticale (f) testimonia la presenza di una faglia che seziona in due parti il Gruppo del Sella. DP: Dolomia Principale; DC: Dolomia Cassiana

Fos, e nella lunga e rettilinea Val du Mesdi.

In corrispondenza della Forcella Pordoi si trova l'apice di un grande cono detritico che si sviluppa in direzione dell'omonimo passo; è alimentato dai detriti che ca-

dono dalle circostanti pareti verticali soggette a intensi processi di degradazione meteorica, in buona parte riconducibili all'azione del gelo e disgelo.



Fig. 6.8 - La caratteristica cengia del Sella, che conferisce al gruppo montuoso una precisa individualità, in una visione invernale. TR: Formazione di Travenanzes; DP: Dolomia Principale; DC: Dolomia Cassiana

### Sosta N° 3 - Arrivo funivia (Rifugio Maria, 2950 m)

Dall'ampio piazzale la vista spazia su tutte le Dolomiti ed oltre, fino alle Alpi Austriache. Con l'ausilio di una carta topografica è possibile osservare il tracciato di tutte le quattro tappe di questo tratto di via GeoAlpina. Molte particolarità geologiche che da qui sono visibili, verranno descritte nelle successive soste. Raggiungendo la croce metallica (alcune decine di metri a SW del Rifugio), è possibile osservare da posizione estremamente ravvicinata la caratteristica "cengia del Sella" (fig. 6.8), elemento morfologico che caratterizza il gruppo montuoso. Essa è dovuta alla presenza dei terreni marnosi ed argillosi della Formazione di Travenanzes (Formazione di

Raibl Auctorum) del Carnico, intercalati tra la sovrastante Dolomia Principale, che costituisce l'altipiano delle Mèsules, e la sottostante Dolomia Cassiana. Il fenomeno è dovuto alla morfoselezione, ossia all'erosione selettiva che modella in modo differente rocce di diversa natura. Le dolomie molto più resistenti originano pareti verticali che contrastano con le forme meno acclivi modellate nelle più tenere marne e argille della Formazione di Travenanzes.

Alzando lo sguardo all'orizzonte verso W, in direzione del Passo Sella emergono dai verdi prati il Sasso Piatto, le Cinque Dita ed il Sasso Lungo scolpiti nella Dolomia dello Sciliar. Anche il forte contrasto morfologico tra i versanti relativamente acclivi ricoperti dalla prateria alpina e le pareti bianche verticali in dolomia è legato a fe-

Fig. 6.9 - Contrasto morfologico tra versanti poco acclivi, ricoperti dalla prateria alpina, e modellati nelle Formazioni di S. Cassiano e di Wengen e le bianche pareti verticali. DS: Dolomia dello Sciliar; fd: falde detritiche



nomeni morfoselettivi (fig. 6.9). Questo tipo di paesaggio che caratterizza tutti i passi dolomitici e altri gruppi montuosi isolati, è rappresentativo dell'area dolomitica ed è dovuto al differente comportamento che le rocce dolomitiche e calcaree hanno nei confronti degli agenti erosivi rispetto alle marne, alle argille, alle vulcaniti ed ai loro derivati sedimentari, spesso affioranti alla base delle formazioni carbonatiche e nei settori interposti tra un massiccio dolomitico e l'altro.

Accumuli di grossi massi si vedono sovente alla base di queste alte pareti verticali (fig. 6.10); uno di questi, noto con il nome di Città di Sassi, è ubicato subito al di là del Passo Sella, in territorio altoatesino. Il corpo di frana, attraversato dal sentiero che conduce al Rifugio Comici, è noto anche a chi si accinge ad ef-

fettuare il classico giro del Sella con gli sci (Serra Ronda), perché deve essere attraversato per raggiungere gli impianti di risalita vicino al Rifugio Passo Sella. Analoghi fenomeni sono evidenti ai piedi della bastionata tra il Dente ed il Sasso Levante; la toponomastica li indica come "Pian dei Sciasc"; altri fasciano al piede la ripida bastionata delle Torri del Sella. Le frane per crollo in oggetto sono avvenute in tempi passati, in quanto gli accumuli detritici sono intensamente colonizzati dalla vegetazione anche di alto fusto, e negli spazi tra i grossi massi, ove si è raccolto detrito più minuto, ci sono suoli ben sviluppati. Le cause dei crolli non sono ben note; alcuni imputano l'episodio a scosse sismiche, altri ascrivono il crollo delle pareti rocciose a "sostegno manco", imputandolo al ritiro

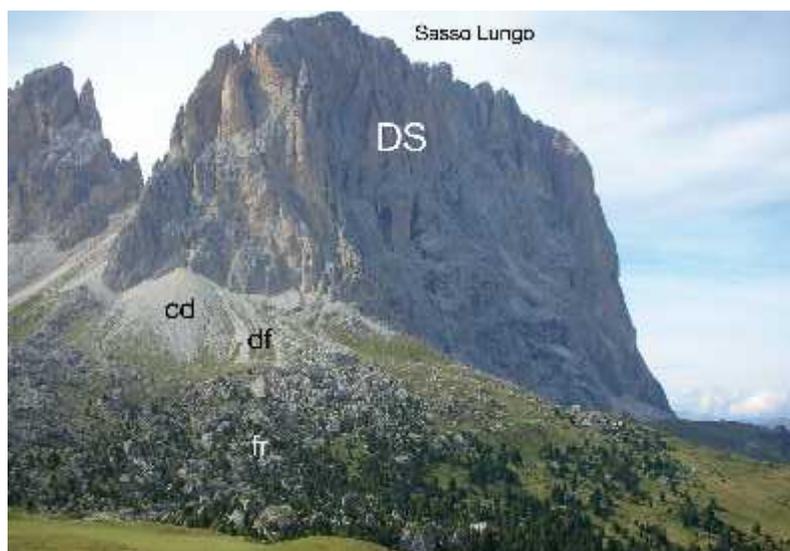


Fig. 6.10 - Il grande corpo di frana della "Città di Sassi" ai piedi del Sasso Lungo. DS: Dolomia dello Sciliar; cd: cono detritico; df: colata di detrito (debris flows); fr: frana

Fig. 6.11 - Ammasso detritico disposto ad arco, interpretabile come un antico Rock glacier



dei ghiacciai che durante la loro massima espansione avevano dimensioni tali da poter transfluire attraverso i passi dolomitici. Queste frane che coinvolgono grandi volumi di detrito sono abbastanza frequenti nell'area dolomitica sia come episodi singoli sia come "famiglie di crolli". L'età di queste frane è senza dubbio posteriore all'ultima massima espansione glaciale (avvenuta circa 20.000 anni fa); esse sono infatti successive al ritiro delle colate. Se fossero cadute sul dorso del ghiacciaio, di esse oggi non ci sarebbero tracce perché i detriti sarebbero stati trasportati a valle dalle lingue ed avrebbero concorso ad edificare argini morenici o più generalmente ad alimentare depositi glaciali.

#### Sosta N° 4 - Sella a quota 2360 a SSE del Sas Becè (sentiero 601)

Parte del tracciato appena percorso, è ricavato all'interno di una zona con grandi massi; a valle del sentiero, appaiono disposti in una serie di archi e festoni (fig. 6.11) che raggiungono e superano la rotabile 48 per Arabba. L'ammasso detritico rappresenta un antico *rock glacier* (ghiacciaio di pietre o pietraia semovente) tipica forma di ambiente periglaciale che si forma in presenza di *permafrost* (qualsiasi terreno che resta al di sotto della temperatura di 0° C per più di due anni consecutivi). La forma in oggetto non è oggi attiva, indice che le attuali condizioni ambientali non sono



Fig. 6.12 - Serie di coni detritici ai piedi della bastionata meridionale del Sella



Fig. 6.13 - Il Sas Becè in Dolomia Cassiana, relitto di una piattaforma carbonatica oggi non più esistente. Con il tratteggio è indicata la stratificazione immergente verso N

più idonee per permettere la presenza del *permafrost*.

Da questa sosta si può anche osservare una falda detritica, formata da più coni affiancati e fusi assieme che fascia la bastionata S del Sella (fig. 6.12). È evidente la genesi di questi depositi la cui forma a ventaglio è dettata dalla presenza di canali, in corrispondenza dei quali è ubicato l'apice del cono. I singoli detriti che li alimentano possono rotolare verso valle; di solito i più grossi arrivano in basso e si attestano nella parte terminale.

Da questo punto si gode una buona visuale sul Passo Pordoi e sul versante meridionale del Sella. Il valico è modellato nei teneri sedimenti della Formazione di San Cassiano, costituita da alternanze di sottili strati calcarei giallastri, arenarie e marne ricchissimi di fossili spesso splendidamente conservati (bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, ammo-

niti e ricci di mare). Qui tali sedimenti sono in buona parte celati dalla copertura erbosa o dal detrito che drappeggia le pareti del Sas Becè (fig. 6.13). Quest'ultimo rappresenta uno spuntone roccioso di Dolomia Cassiana e costituisce un lembo di piattaforma carnica, in gran parte ormai smantellata, indentato nei depositi bacinali di San Cassiano (fig. 6.14)

Osservando la parete meridionale del Sella si possono notare dal basso verso l'alto la Formazione di San Cassiano coperta dai prati, la Dolomia Cassiana, l'evidente cengia di sedimenti appartenenti alla Formazione di Travenanzes e la Dolomia Principale che raggiunge la sommità del massiccio.

### Sosta N° 5 - Rifugio Sas Beccei (2443 m)

Da questo osservatorio si ha una visione panoramica sulla testata della Val di Fassa e sui gruppi montuosi che la coronano a monte. Oltre a rivedere, sotto altri angoli visuali, quanto fin qui commentato, nuove forme legate all'erosione glaciale appaiono in direzione S. Si tratta della conca del Ciampac e delle conche minori del Ciadin de Mez e Pra de Contrin separate dalla prima dal contrafforte del Colac (2715 m), ai cui piedi si intravede l'imbocco della Val Contrin (fig. 6.15). Tutti i solchi vallivi citati, si raccordano con i rispettivi fondovalle mediante gradini più o meno elevati, che rappresentano "gradini di sbocco" di valli laterali nella valle maggiore. Le valli o le conche che si sviluppano a monte si configurano come "valli glaciali sospese" rispetto alla valle principale più

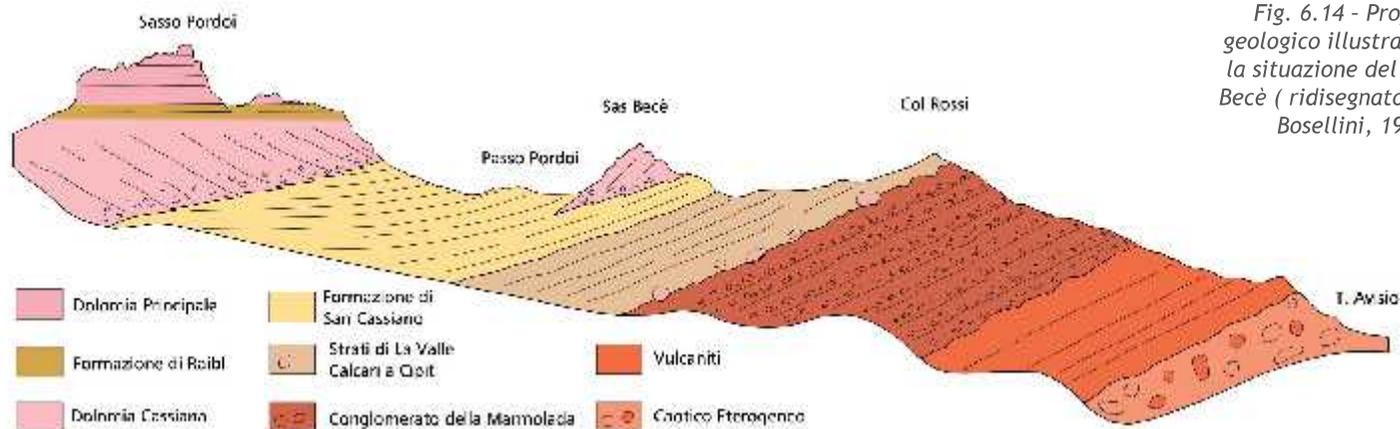


Fig. 6.14 - Profilo geologico illustrante la situazione del Sas Becè (ridisegnato da Bosellini, 1996)

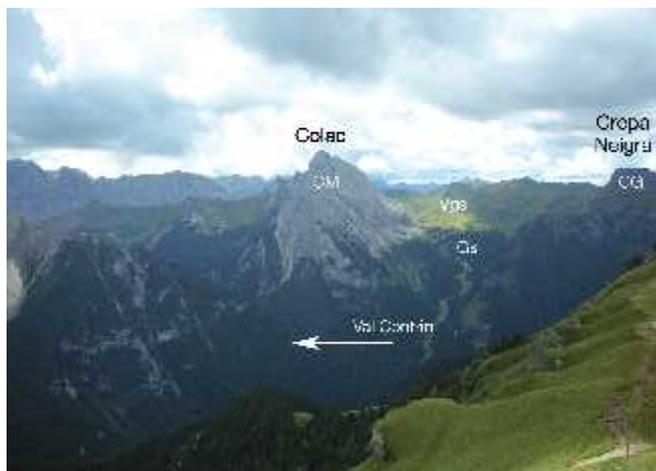


Fig. 6.15 - La valle sospesa del Ciampac, separata dal Ciadin de Mez e dal Pra' de Contrin dal Collaccio. Gs: Gradino di sbocco; Vgs: valle glaciale sospesa; CM: Calcare della Marmolada; CG: Conglomerato della Marmolada

approfondita (fig. 6.16). Le valli sospese sono connesse alla differente capacità erosiva di due lingue glaciali confluenti, in conseguenza del diverso spessore del ghiaccio e dell'erosione del ghiacciaio

della valle principale. È interessante osservare come a gradini più elevati corrispondano bacini più piccoli, indice che l'erosione glaciale era proporzionale alle dimensioni del ghiacciaio e quindi del bacino che li ospitava.

Evidente è il contrasto cromatico tra le rocce affioranti nel fianco destro e sinistro del Ciampac; il bianco rilievo del Collaccio, costituito di Calcare della Mar-



Fig. 6.16 - La genesi delle valli sospese è connessa alla differente capacità erosiva di due lingue glaciali confluenti, in conseguenza del diverso spessore del ghiaccio e dell'erosione del ghiacciaio della valle principale (illustrazione di mG. Lunelli)

Fig. 6.17 - Versante orientale del Crepa Neigra con l'evidente discordanza tra le vulcaniti medio triassiche in basso (V) e il Conglomerato della Marmolada in alto (CM)



molada, risalta rispetto alle scure rocce vulcaniche del fianco sinistro rappresentato dalla "Crepa Neigra", toponimo che ne sottolinea il particolare colore scuro. Osservando questo rilievo si nota la netta discordanza tra le rocce vulcaniche in-

clinate verso N che affiorano nella porzione medio bassa della parete e gli strati orizzontali della piramide sommitale (fig. 6.17). Questi ultimi appartengono al Conglomerato della Marmolada, la spessa successione di sedimenti conglomeratici e arenacei prodottasi per erosione e smantellamento delle vulcaniti eruttate dal vulcano che nel triassico medio occupava la zona della Val San Nicolò - Monzoni - Costabella. La giacitura inclinata delle vulcaniti potrebbe rappresentare l'originario fianco del vulcano, ricoperto in seguito dagli ingenti apporti di sabbie e ciottoli erosi che si riversavano in mare spargendosi radialmente in un'area corrispondente all'incirca con la zona Marmolada - Monzoni - Costabella.



Fig. 6.18 - Il lago artificiale della Fedaia

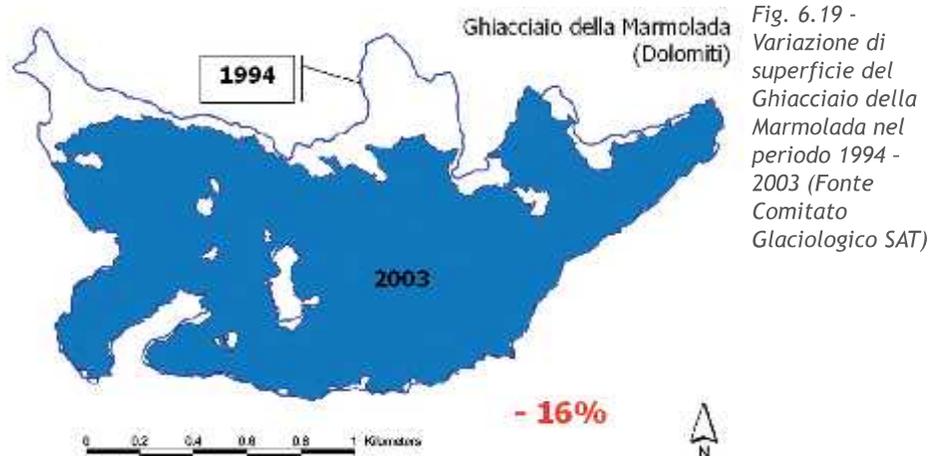


Fig. 6.19 - Variazione di superficie del Ghiacciaio della Marmolada nel periodo 1994 - 2003 (Fonte Comitato Glaciologico SAT)

### Sosta N° 6 - Rifugio Viel del Pan (2432 m)

Da questo punto fino al Rifugio Castiglioni, dal sentiero è costantemente visibile la Marmolada ed il lago artificiale della Fedaia (fig. 6.18). La “Regina delle Dolomiti” ospita sul suo versante settentrionale il Ghiacciaio Principale della Marmolada, il più esteso apparato glaciale delle Dolomiti. A monte è delimitato dalla cresta rocciosa che culmina con Punta Rocca (3310 m) e Punta Penia (3344 m); fino a poco tempo fa, in alcuni tratti il ghiacciaio raggiungeva il crinale affacciandosi sulla strapiombante parete S della Marmolada. Dopo il recente forte ritiro la fronte si è attestata a monte del Sasso delle Undici e Sasso delle Dodici, due speroni rocciosi che fino a pochi anni fa la lo suddividevano nettamente in tre settori (Orientale, Centrale e Occidentale). Ora la fronte appare appiattita e

poco frastagliata. Raggiunge nel suo punto più basso i 2550 m di quota, ma questo dato è suscettibile di cambiare di anno in anno in relazione all’intensa ablazione a cui sono ultimamente sottoposti tutti i ghiacciai. Nel 1994 la super-



Fig. 6.20 - Conglomerato della Marmolada, una formazione sedimentaria che deriva dallo smantellamento subaereo dell’apparato vulcanico che era situato nell’area Monzoni - Val S. Nicolò

ficie del ghiacciaio superava di poco i 190 ettari. Nei primi anni ’60 la superficie, secondo il Catasto dei Ghiacciai Italiani, era di 305 ettari, mentre negli anni ’80 (dati del World Glacier Inventory) era di 259 ettari (fig. 6.19). L’alimentazione del ghiacciaio è diretta, non essendo circondato da alte pareti rocciose che scaricano valanghe sulla sua superficie. Un certo apporto nevoso da valanghe si può avere nel settore più occidentale, racchiuso dalle dorsali rocciose che culminano con Punta Rocca e Punta Penia. Negli anni più poveri di neve o con le estati più calde il ghiacciaio è rimasto quasi privo di neve residua, con poche chiazze attestate alle quote più elevate. Anche le zone crepacciate si sono ridotte di molto. Durante la Grande Guerra gli

Austriaci vi costruirono all’interno 12 Km di gallerie: venne per questo chiamata la Città di Ghiaccio.

Lungo molti tratti del sentiero appena percorso affiora il Conglomerato della Marmolada (fig. 6.20). Queste rocce, che costituiscono gran parte del crinale del Padon e che incontreremo anche nella tappa n 2, sono formate da ciottoli di roccia vulcanica immersi in una matrice sabbiosa.

La discesa del versante meridionale del Padon permette di attraversare buona parte della successione vulcanica medio triassica che ha sepolto le rocce formatesi precedentemente l’inizio dell’attività eruttiva, rappresentate dalle piattaforme carbonatiche ladiniche (Dolomia dello Sciliar e Calcare della Mar-

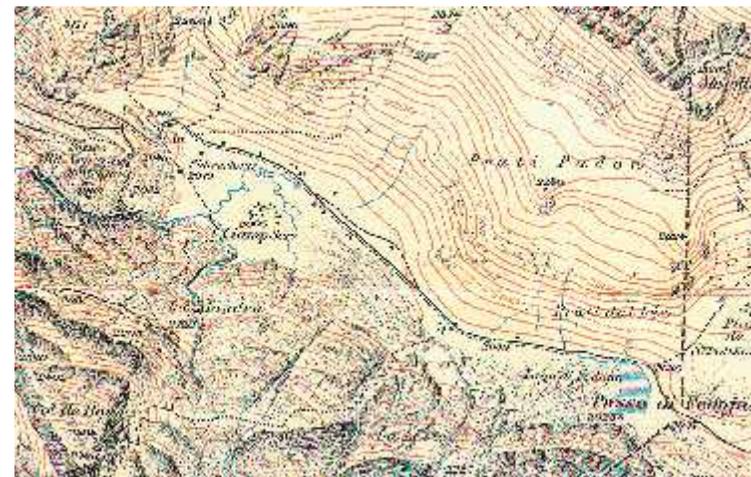


Fig. 6.21 - Antica morfologia del fondovalle al Passo della Fedaia prima dell’invaso rappresentata nella “Karte der Marmolatagruppe” 1:25.000, del 1905

Fig. 6.22 - Profilo geologico della Marmolada in cui è evidente come il versante settentrionale sia impostato in corrispondenza dei piani di strato. Da qui il nome di "versante strutturale" (Carta Geologica d'Italia 1:50.000, F. 028 La Marmolada)



molada), anisiche (Formazione del Contrin) e dai sedimenti bacinali della Formazione dei Livinallungo, affioranti lungo l'ultimo tratto di sentiero prima di giungere al Passo Fedaia.

### Sosta N° 7 - Rifugio Castiglioni alla Marmolada (2044 m)

Il Passo della Fedaia funge da spartiacque fra l'Avisio (bacino dell'Adige) ed il Cordevole (bacino del Piave). In passato storico pascolo delle pecore (fède), oggi ospita un bacino artificiale che maschera una antica morfologia di un fondovalle piatto con un piccolo lago naturale ben rappresentata sulla "Karte der Marmolatagruppe" 1:25.000 rilevata da Aegerter, del 1905 (fig. 6.21). Ciò che oggi resta di questo antico paesaggio è un residuo dell'antico laghetto originario (Lèch de Fedaa) a ridosso della diga di terra battuta verso E.

La variante dell'itinerario per il Pian dei

Fiacconi permetterà di osservare più da vicino forme di erosione e di deposito glaciale. L'intero complesso della Marmolada, costituito dagli omonimi calcari (Calcare della Marmolada), è una piattaforma carbonatica di età Ladinica, in origine disposta orizzontalmente. Spinta ed



Fig. 6.23 - Il versante strutturale della Marmolada su cui giace l'omonimo ghiacciaio

accavallata verso S durante le fasi orogenetiche è ora un piastrone inclinato verso N (fig. 6.22) e costituisce, su questo versante, un tipico pendio strutturale sul quale si è poi insediato il ghiacciaio (fig. 6.23)

### Sosta N° 7 bis - Rifugio Pian del Fiacconi (2626 m)

Dai pressi del rifugio ed in parte lungo l'itinerario che conduce alla forcella Marmolada si possono osservare i depositi glaciali che costituiscono parte degli argini morenici frontali, la maggior parte dei quali può essere riconducibile alla generale fase di avanzata glaciale culminata nel 1850 circa, meglio nota come Piccola Età Glaciale (fig. 6.24). Le forme di erosione sono date prevalentemente da rocce montonate, levigate ed arrotondate, con tipiche strie e solcature glaciali, indicanti la direzione del flusso. Nelle aree proglaciali le rocce montonate mostrano inoltre un profilo asimmetrico con lato a monte sub orizzontale e ricco di striature e lato a valle scosceso. Sulle rocce montonate, di natura

Fig. 6.24 - Argini morenici frontali (M) per la maggior parte riferibili alla generale fase di avanzata glaciale culminata nel 1850 circa, meglio nota come Piccola Età Glaciale. Nel cerchio l'arrivo della Bidonvia al Pian dei Fiacconi



calcareo, appaiono evidenti ed interessanti fenomeni di erosione carsica con sviluppo crescente da monte a valle.

**Sosta N° 8 - Val Contrin**  
(a metà strada tra baita Locia, 1736 m, e baita Robinson 1828 m)

La Val Contrin rappresenta una bella valle glaciale sospesa; i suoi versanti e la sua testata sono invece caratterizzati da una geologia estremamente complessa sia dal punto di vista tettonico che stratigrafico (sono presenti più di una dozzina tra formazioni e litotipi). Il gradino di valle glaciale, segnalato nella sosta n° 5, è qui ben visibile ed il suo dislivello con il fondovalle principale è apprezzabile percorrendo il ripido tratto di strada o sentiero che dai pressi di Penia sale alla Locia di Contrin (240 m di dislivello).

L'attuale fondovalle fino nei pressi di Baita Robinson è invece molto meno ripido ed appare riempito da depositi alluvionali abbandonati dal Ruf de Contrin che in un certo qual senso sembra sbarrato da una soglia rocciosa in prossimità della Locia. Il torrente supera la balza rocciosa attraverso una selvaggia forra, detta "il cancello", incisa nell'antico gradino glaciale. Dai versanti destro e sinistro della Val Contrin scendono ampi ed eleganti coni detritici ed alluvionali che marginano in quasi tutto il suo sviluppo il torrente. Dal punto di vista geologico la successione stratigrafica si presenta discontinua e frammentaria sia per cause tettoniche che deposizionali. La complessità geologica è rappresentata nella figura 6.25 in cui è evidente la parete SW del Gran Vernel e della Marmolada

(Punta Penia). È visibile il grande accavallamento della Marmolada, una serie di pieghe assai marcate e nette dislocazioni.

**Descrizione della tappa N° 2: Rifugio Contrin - (Fontanazzo) Campitello**

*Dal Rifugio Contrin si sale al Passo S. Nicolò (segnavia 608) ove è ubicato l'omonimo rifugio, costeggiando il Pra de Vace. Si prosegue per il sentiero 613, fino alla Forcia Negra, dalla quale si scende in Roseal. Mantenendosi in testata del Ciampac si raggiunge Sella Brunec (2428 m). Qui si abbandona il sentiero 613 e per traccia di sentiero ci si dirige verso S in direzione L'Aut con splendida panoramica sulla Val Jumela, sul Ciampac e sui gruppi dolomitici circostanti. Arrivati alla sella di quota*

*2361 a ridosso della Crepa Neigra ci si inserisce nel sentiero 645 e percorrendo la Val de Crepa si scende a Fontanazzo e quindi a Campitello. Dal punto di vista geologico si attraversano rocce sedimentarie e vulcaniche, le prime nella conca di Contrin, le seconde nella Val Ciampac e Crepa. Dal punto di vista geomorfologico è possibile osservare forme connesse al glacialismo recente e passato e fenomeni di tipo periglaciale.*

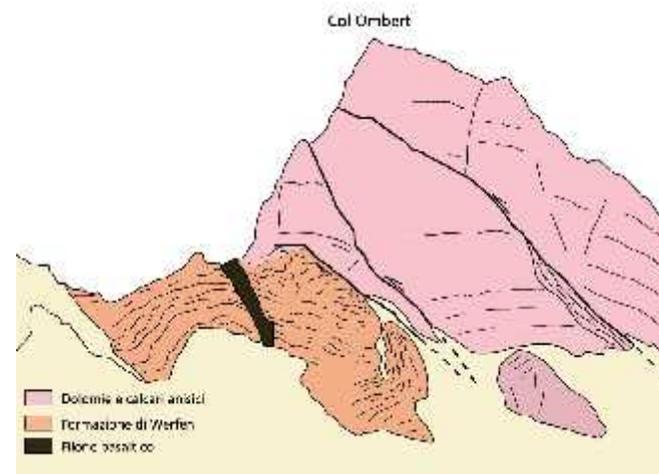
**Accesso**

Il Rifugio Contrin si raggiunge da Penia (ore 2, segnavia 602, dopo aver lasciato l'auto nel piazzale delle funivie del Ciampac). Il sentiero 602 costituisce la parte terminale della tappa n 1.



Fig. 6.25 - La complessa situazione geologica della parete SW del Gran Vernel e della Marmolada (Cima Penia) dalla Val Contrin. W) Formazione di Werfen, C) Calcare di Contrin, L) Formazione di Livinallongo, M) Calcare della Marmolada, Ce) Caotico eterogeneo. Tratteggio bianco: sovrascorrimento; tratteggio rosso: faglia

Fig. 6.26 - Schema della serie di scaglie tettoniche sovrapposte che costituiscono il Col Umbert (Formazione di Contrin), e del filone vulcanico che taglia nettamente una piega modellata nella Formazione di Werfen (membro di Mazzin). Ridisegnato da Castellarin et alii, 1982



**Partenza:** Rifugio Contrin (2016 m):

Lat. N 46° 25' 47,00" -

Long. E 11° 48' 58,43"

**Arrivo:** Campitello di Fassa (1414 m):

Lat. N 46° 28' 35,04" -

Long. E 11° 44' 30,43"

**Base topografica:** Carta Topografica per escursionisti: Val di Fassa e Dolomiti Fassane, foglio 6; scala 1:25.000.

Tabacco eds.

**Quota minima:** 1414 m -

Campitello di Fassa

**Quota massima:** 2509 m - Forcia Neigra

**Dislivello totale in salita:** 670 m

**Dislivello totale in discesa:** 1300 m

**Durata:** 6,30 h

**Lunghezza percorso:** 13,5 Km

**Livello di difficoltà:** E

(con brevi tratti di EE)

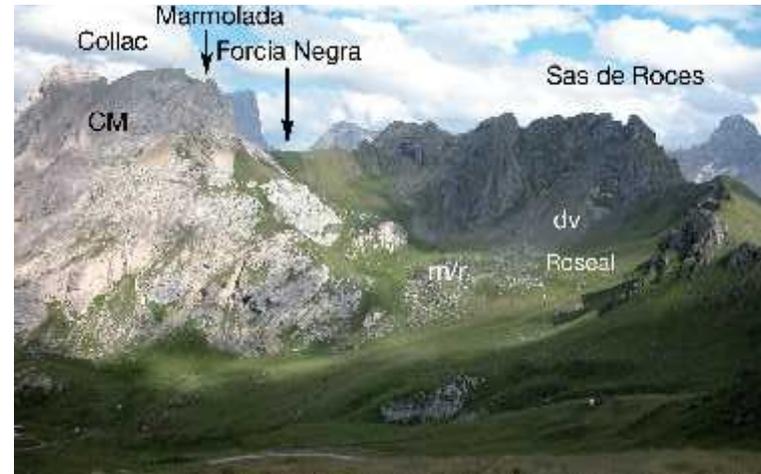
*Fig. 6.27 - Al centro della foto il lungo crinale tra Col Ombert e Sas de Rocas, tutto scolpito nella variopinta Formazione di Werfen*



### Sosta N° 1 - Passo S. Nicolò (2340 m)

Il Passo di S. Nicolò è sovrastato, verso SE, dalla imponente mole di Col Ombert, un rilievo carbonatico costituito dalla Formazione di Contrin. Il forte spessore della montagna è giustificato dalla ripetizione delle rocce, sovrapposte tra loro in una serie di scaglie tettoniche (fig. 6.26). Alla base della parete W del Col Ombert è inoltre ben visibile un filone vulcanico (fig. 6.26 e 6.28) che taglia nettamente una piega formata dai terreni della Formazione di Werfen. Quest'ultima affiora per un lungo tratto tra il passo S. Nicolò ed i Sassi Bianchi. Essendo prevalentemente formata da rocce molto più erodibili (sabbie calcari marnosi, marne e argille) di quelle carbonatiche, genera una ampia e dolce insellatura tra i rilievi calcarei del Col Ombert e dei Sassi Bianchi (fig. 6.27).

*Fig. 6.28 - Panoramica verso la testata della Val S. Nicolò. Al centro ciò che resta del Ghiacciaio dell'Uomo, oggi un debris covered glacier o blak glacier, con le morene laterali e frontale della Piccola Età glaciale. G: debris covered glacier; M: morene, f: filone vulcanico*



*Fig. 6.29 - Panoramica verso Roseal. È visibile in prossimità della Forcia Neigra, il contatto tra il calcare della Marmolada (CM) ed il Caotico eterogeneo (CE), l'accumulo di grossi massi organizzati in festoni (m/r) e i detriti di versante (dv).*

Verso SE, dall'altra parte della Val S. Nicolò, è visibile il ghiacciaio dell'Uomo, oggi coperto completamente di detrito e quindi classificabile come un "ghiacciaio nero". Il piccolo ghiacciaio ha edificato, durante l'espansione della Piccola Età Glaciale, un apparato morenico completo, composto da argini laterali e frontali posti in continuità (fig. 6.28). Gli

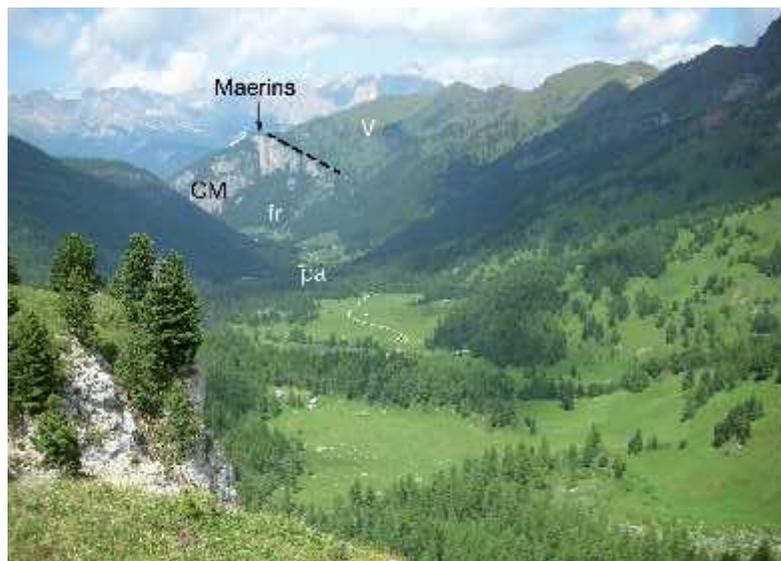
argini sono molto ben conservati e costituiti da due lobi frontali limitrofi di forma arcuata raccordati a due argini laterali. La morena laterale sinistra è lunga più di 400 m e mostra un profilo particolarmente affilato. L'argine laterale destro è meno espresso ed è lungo poco più di 150 m. L'altezza delle morene in alcuni punti può essere stimata superiore a 50 m. Pur con le sue dimensioni limitate, quello del Ghiacciaio di Cima Uomo rappresenta uno dei sistemi di morene meglio conservati di tutte le Dolomiti trentine.

### Sosta N° 2 - Forcia Neigra

Poco prima di raggiungere il passo, uno sguardo verso W permette di vedere da posizione più panoramica la complessa situazione geologica (fig. 6.25) della parete SW del Gran Vernel e della Marmolada (Punta Penia) vista dalla sosta n.8

dell'itinerario precedente e di osservare ciò che resta di un altro piccolo ghiaccio dolomitico: il Ghiacciaio del Vernale. Le attuali e recenti condizioni ambientali, hanno estremamente ridotto la sua massa al punto tale che il ghiaccio è quasi completamente mascherato da una coltre di detriti. Risulta ancora abbastanza evidente la sua morena frontale. In corrispondenza della sella, le rocce chiare carbonatiche (Calcare della Marmolada) che costituiscono il Collaccio, sono affiancate a rocce scure di origine vulcanica (fig. 6.29): brecce di cuscini lavici, caotico eterogeneo. Il contatto avviene in corrispondenza di uno dei numerosi sovrascorrimenti presenti in questa zona; essi rappresentano, dal punto di vista geomorfologico, punti di

debolezza lungo i quali gli agenti della degradazione scolpiscono varie forme di erosione tra cui anche insellature. L'evidente sella della Forcia Negra deve anche la sua pronunciata forma alla maggiore erodibilità che hanno le rocce vulcaniche rispetto a quelle calcaree. Verso SW all'interno della conca di Roseal l'accumulo di grossi massi organizzati in festoni rappresentano una forma di non chiara genesi (fig. 6.29). Potrebbero essere argini morenici di un piccolo ghiacciaio che stazionava all'interno della conca, oppure rughe di un rock glacier. È interessante notare come la forma in oggetto sia stata in gran parte "affogata" da detriti di versante provenienti dalla degradazione delle rocce vulcaniche che formano il crinale tra Forcia Negra e Sella Brunec.



*Fig. 6.30 - La Val S. Nicolò: Sullo sfondo la scarpata di scogliera di Maerins (Calcare della Marmolada (CA) parzialmente sepolta dalle rocce vulcaniche (V). Ai suoi piedi la frana (fr) che ha sbarrato la valle generando la piana alluvionale (pa)*



*Fig. 6.31 - Panoramica sulle pareti settentrionali della Costabella. Le numerose tracce di colore nero (alcune delle quali evidenziate dalle frecce) rappresentano i filoni vulcanici intrusi nelle fratture e lungo gli strati del calcare della Marmolada.*

Dal Gruppo del Sella a Pera di Fassa

### Sosta N° 3 - Sella Brunec

Da Sella Brunec è possibile vedere in panoramica quanto descritto in dettaglio nella sosta precedente (fig. 6.29). Verso W si sviluppa invece la Val Jumela, un solco vallivo pensile sulla Val di Fassa, scolpito tutto in rocce vulcaniche (brecce a frammenti di cuscini lavici e colate di lava). Una breve deviazione sul crinale verso S permette di affacciarsi sulla Val S. Nicolò e sul gruppo della Costabella. Dal punto di vista geologico la Val San Nicolò (fig. 6.30) si sviluppa tra le ormai note rocce vulcaniche del suo versante destro (catena Buffaure - Sas de Roces) e quelle sedimentarie del versante sinistro. Elemento di sicuro interesse, visibile verso SW, è la bianca scarpata di Maerins, scarpata di scogliera parzialmente sepolta dalle rocce vulcaniche che durante l'attività magmatica,

avvenuta nel Ladinico superiore, inibirono la formazione delle scogliere seppellendole e fossilizzando l'originaria morfologia dei loro margini. L'erosione successiva ha poi asportato in parte le coperture vulcaniche, mettendo nuovamente a giorno le originarie morfologie, come nel caso di Maerins ed in quello segnalato al Monte Mantello, margine orientale del Catinaccio (sosta n.1, terzo itinerario). In tempi molto più recenti, nel Quaternario, dopo il ritiro dei ghiacciai, dalla scarpata di Maerins si staccò una grande frana che andò ad ostruire il deflusso delle acque del Rio San Nicolò creando forse un lago. In conseguenza di questo fatto, parte della valle si riempì di alluvioni assumendo l'attuale dolce morfologia che caratterizza il fondovalle da quota 1700 fin oltre Baita Ciampì. Verso S le pareti della catena della Co-



Fig. 6.32 - Soglia della Val Ciampac. G: gradino di valle glaciale; L: antico lago; fr: corpo di frana; cd: cono detritico; cv: corridoio di valanga; c: cono di valanga; CM: Calcare della Marmolada.

stabella, tra il Lastei Piccolo e la Cima dell'Uomo, sono solcate da una serie di bande di colore nero: sono filoni vulcanici (fig. 6.31) di diverso spessore ed estensione, prevalentemente intrusi lungo gli strati. La grande quantità di filoni, è legata al grande vulcano (circa 3000 m di altezza) presente nei pressi di Predazzo circa 228 milioni di anni fa, verso la fine del Ladinico. L'attività magmatica fu accompagnata da varie manifestazioni vulcaniche, tra le quali i già citati filoni che tagliano le rocce sedimentarie di quasi tutti i monti di queste

valli, con una disposizione radiale nei confronti del centro eruttivo di Predazzo.

#### Sosta N° 4 - Quota 631 ai piedi della Crepa Neigra

Da questo punto di osservazione la sottostante Val Ciampac mostra in modo evidente il gradino di raccordo con il fondovalle principale, confermando la caratteristica di valle glaciale sospesa descritta nella sosta n.5 del primo itinerario. Il piccolo bacino artificiale ubicato a SE della stazione di arrivo della funivia



Fig. 6.33 - La Crepa Neigra formata dal Conglomerato della Marmolada (CM). E' visibile, ai suoi piedi, una piccola frana. n: nicchia di distacco; c: corpo di frana.



Fig. 6.34 - Alterazione "cipollare" presente nelle rocce vulcaniche

del Ciampac (utilizzato per l'innevamento artificiale), è stato ricavato all'interno di una zona pianeggiante molto ampia (fig. 6.32) che corrisponde alla base di un antico lago sorretto verso valle da un argine di grossi massi ancor visibile. L'origine può essere così spiegata: dopo il ritiro dei ghiacciai, dalla parete nord occidentale del Collaccio si staccò una grossa frana nella cui contropendenza sommitale si insediò il lago. L'argine di grossi massi collocato verso valle rappresenta la parte sommitale del corpo di frana. Sulle falde detritiche che ricoprono parzialmente verso E la piana, si vede molto bene l'attività delle valanghe che incidono solchi nel versante ed accumulano piccoli coni di detrito. Incombente sopra di noi la Crepa Neigra, un rilievo formato dal Conglomerato

della Marmolada (descritto alla Sosta n° 6 della Tappa n° 1) sulle cui pareti è possibile vedere la stratificazione sub orizzontale delle rocce. Ai suoi piedi, nelle rocce vulcaniche, è presente un piccolo episodio di frana (fig. 6.33). Il crinale fin qui percorso è impostato su diversi tipi di lave; in alcuni punti si può osservare una caratteristica modalità di alterazione che queste rocce subiscono, definita "degradazione cipollare" (fig. 6.34). Verso NW si sviluppa la Val de Crepa che si percorre interamente (segnavia 645) per raggiungere Fontanazzo e quindi Campitello.

Il particolare contesto geologico di questo settore delle Dolomiti ha fatto sì che la valle rappresenti uno dei numerosi siti mineralogici dell'area Buffaure-Val San Nicolò noti a livello internazionale

per la varietà di specie minerali che vi si possono rinvenire. La Val de Crepa è rinomata per le heulanditi rosso mattone, i bei cristalli icositetraedrici di analcime, le geodi con quarzo, la calcite e le numerose zeoliti tra cui spiccano begli aggregati fibroso raggiati arancioni di dachiardite e una varietà di analcime nota localmente come "tre puntei"; caratteristiche sono inoltre le pseudomorfi di quarzo su analcime e apofillite. Altre importanti località toccate dal presente itinerario sono il Sas de Roces, Do le Pale, Val Jumela, Sas d'Adam, Val San Nicolò, Ciampac.

Come tutte le altre valli viste e/o percorse, anche la Val de Crepa può essere definita una valle glaciale sospesa. Interamente scolpita all'interno delle formazioni vulcaniche (fig. 6.35), presenta un fondovalle quasi piatto costituito da un riempimento di detriti sabbiosi e limosi qui accumulati per ruscellamento e provenienti dai vicini versanti. Infatti la maggior parte delle rocce vulcaniche sottoposte a ripetuti cicli di gelo e disgelo, produce detriti fini che vengono facilmente veicolati dalle acque di scorrimento superficiale. Questo processo è particolarmente attivo nei paesaggi d'alta montagna in seguito allo scioglimento del manto nevoso che produce uno scorrimento idrico diffuso ed epidermico.

### Descrizione della tappa N° 3: Campitello (Fontanazzo) - Rifugio Antermoia

*La tappa parte da Campitello (1414 m) e sale fino al Rifugio Micheluzzi (1860 m) lungo una strada forestale (possibilità di salire anche con un servizio navetta). Sempre per strada forestale ci si dirige verso la testata della valle fino a Malga Miravalle, in prossimità della quale si prende il sentiero 578 per il Passo Ciaregole (2282 m) e successivamente 580 per il Rifugio Antermoia (2497 m). Dal punto di vista geologico si attraversano territori caratterizzati prevalentemente da rocce vulcaniche; solo nel tratto terminale, entrando nel gruppo del Catinaccio si ritrovano le rocce dolomitiche del Ladinico (Dolomia dello Sciliar, mentre all'imbocco della valle parzialmente coperti dalla vegetazione sub affiorano i sedimenti del Triassico inferiore-medio. Dal punto di vista geomorfologico è possibile osservare una spettacolare cattura fluviale, grandi fenomeni di frana e curiose forme di erosione nelle rocce vulcaniche.*

### Accesso

Campitello di Fassa si raggiunge provendo dalla Val di Fiemme percorrendo la SS delle Dolomiti (Predazzo, Moena,



Fig. 6.35 - La Val de Crepa, piccola valle glaciale sospesa, interamente scolpita nelle formazioni vulcaniche



Fig. 6.36 - La Val Duron ennesima valle glaciale sospesa. Evidente il gradino (G) sul fondovalle principale. Sullo sfondo il corpo di frana (fr) che ha sbarrato la valle.

Pozza); dalla Val Gardena (Selva, Passo Sella, Canazei); dalla Val Cordevole (Arabba, Passo Pordoi, Canazei) e dalla Val Badia (Corvara).

**Partenza:** Campitello di Fassa (1414 m);  
 Lat. N 46° 28' 35,04" -  
 Long. E 11° 44' 30,43"  
**Arrivo:** Rifugio Antermoia (2497 m);  
 Lat. N 46° 28' 37,23" -  
 Long. E 11° 39' 50,31"

**Base topografica:** Carta Topografica per escursionisti: Val di Fassa e Dolomiti Fassane, foglio 6; scala 1:25.000 Tabacco eds  
**Quota minima:**  
 Campitello di Fassa - 1414 m  
**Quota massima:**  
 Rifugio Antermoia - 2497 m  
**Dislivello totale in salita:** 657 m

(da Rifugio Micheluzzi);  
 1110 m (da Campitello)

**Dislivello totale in discesa:** 0  
**Durata:** 3 h (da Rifugio Micheluzzi);  
 4.25 h (a piedi da Campitello)

**Lunghezza percorso:** 5,9 Km (da Rifugio Micheluzzi); 9,9 Km (da Campitello)  
**Livello di difficoltà:** E

**Sosta N° 1 - Poco a monte del Rifugio Micheluzzi (1850 m)**

La Val Duron è un largo solco vallivo, raccordato con la Val di Fassa da un gradino di circa 450 m e rappresenta anch'essa una valle glaciale sospesa. Questo tratto di valle è caratterizzato dalla frana scesa dal versante NE del Monte Ponjin, che aveva sbarrato il Ruf de Duron e formato con tutta probabilità un lago ora scomparso (fig. 6.36). A testimonianza di que-



Fig. 6.37 - La Val Duron verso monte. In primo piano sulla sinistra idrografica le rocce vulcaniche. Sullo sfondo i Denti di Terrarossa

sto evento oggi si può osservare una estesa piana alluvionale nella quale il fiume scorre con una serie di meandri. Su di essa si appoggiano alcuni coni alluvionali provenienti da incisioni trasversali alla valle. L'ampia conca a N del M. Ponjin, in località Ciampietà, leggibile

anche sulla carta topografica, rappresenta la nicchia di distacco della frana. L'accumulo, che trova espressione morfologica nel dosso allungato di quota 1948 m, si sviluppa fino a ridosso del Ruf de Duron, a valle del Rifugio Micheluzzi. Le formazioni vulcaniche (colate di lava,



Fig. 6.38 - I frati della Val Duron, curiose forme di erosione su rocce vulcaniche

brecce di cuscini lavici e ialoclastiti (sabbie vulcaniche derivanti dalla polverizzazione di lava in condizioni subacquee) affiorano su entrambi i fianchi della media valle. Le rocce carbonatiche appaiono invece verso la testata della valle nella scarpata Monte Mantello - Malignon (terminazione nord orientale della piattaforma ladinica del Catinaccio, in Dolomia dello Sciliar) e nei Denti di Terrarossa (fig. 6.37).

**Sosta N° 2 - Quota 2072 m  
presso Cian de Grevena**

Sul versante sinistro della valle, poco sotto la cresta di Siusi, sono presenti curiose sculture in roccia dalle sembianze umane. Ben visibili in direzione NW dal ripiano di Cian de Grevena, queste forme sono meglio note come i "Fratì". Si tratta di forme di erosione su rocce di tipo vulcanico (ialoclastiti del Ladinico risalenti a 228 milioni di anni fa). I "Fratì" (fig. 6.38) possono essere considerati modesti campanili in roccia estremamente levigati, in parte ancora saldati alla parete da cui prendono origine. Assumono una colorazione bruna, in contrasto con i chiari toni delle dolomie e dei calcari; da qui l'appellativo "i fratì" per il colore molto simile a quello del saio dei monaci. Queste rocce mostrano una struttura brecciosa

e tufacea con molte inclusioni di minerali colorati e frammenti traslucidi vetrosi. I processi di degradazione che modellano "i fratì" sono di tipo meccanico e in parte anche chimico. Al primo concorre la gelivazione che frantuma la roccia, al secondo la dissoluzione di alcuni minerali per opera delle acque meteoriche e di fusione della neve, più o meno chimicamente aggressive. In alcuni rari punti, per effetto della morfoselezione, sulle superfici dei fratì viene esaltata la presenza di piccoli filoni calcitici o di zone a maggior consistenza. Nella fantasia della gente qualcuno vede in queste zone allungate in debole rilievo, il cordone della veste dei fratì. La forma a monolite, più o meno ben espressa, che alcuni di loro assumono è dovuta alle rare fratture che solcano verticalmente la parete rocciosa nella

quale sono scolpiti. Lungo queste discontinuità la degradazione ha potuto agire con maggior efficacia isolando tra loro i monoliti. La minuta sabbia presente ai loro piedi costituisce il prodotto residuale della degradazione.

La Val Duron è nota anche per essere una delle classiche località mineralogiche delle Dolomiti; famosi sono i geodi di quarzo rosa, le heulanditi rosso mattone; molto interessanti sono anche i ritrovamenti di fluorite ottaedrica gialla e di gesso in cristalli ialini allungati. Splendide cristallizzazioni si sono formate entro cavità tra un agglomerato e l'altro delle lave a cuscini e bollosità dei gas intrappolate nelle lave.

**Sosta N° 3 - Passo Ciaregole (2282 m)**

Un'altra frana, molto più evidente della precedente disegna la morfologia del

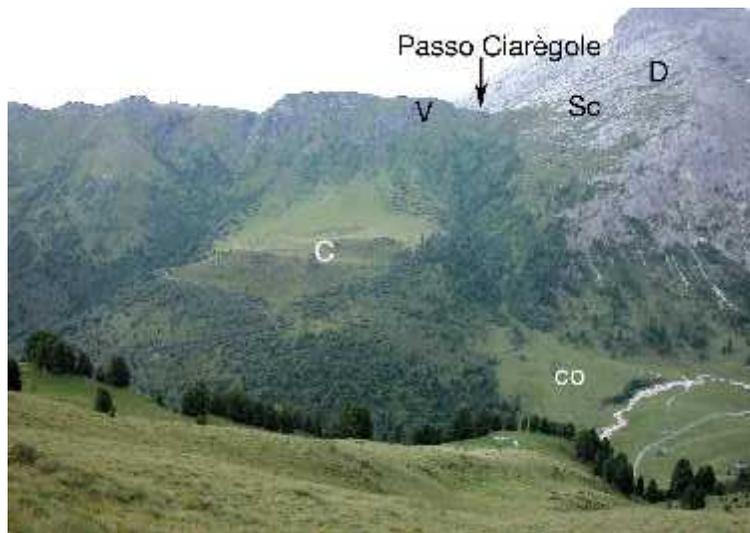


Fig. 6.39 - Il corpo della frana di origine mista (crollo e valanga di roccia), staccatasi dalle vulcaniti del fianco destro della Val Duron. Foto scattata dal versante opposto. C: corpo di frana; co: cono alluvionale; Sc: scarpata di scogliera; V: vulcaniti; D: Dolomia dello Sciliar



Fig. 6.40 - Cattura fluviale nella testata della Val de Dona. La freccia bianca indica il tratto di corso d'acqua catturato

tratto centrale della Val Duron. Il punto di sosta n. 3 è collocato all'apice della nicchia di distacco e permette di osservare l'intero corpo di frana da monte verso valle. Scorci interessanti si hanno anche da più punti della cresta di Siusi (fig. 6.39). Si tratta di una frana di origine mista del tipo crollo e valanga di roccia, staccatasi dal fianco destro della Val Duron, dal crinale in vulcaniti ubicato immediatamente a NE del Passo Ciaregole. Il corpo di frana ha attraversato interamente la valle raggiungendo il fianco opposto, sbarrandone l'idrografia. Attualmente il piede della frana risulta debolmente inciso dal Rio Duron. La sua presenza è facilmente leggibile anche dalla carta topografica. I confini laterali dell'accumulo sono segnati dai due fossati molto incisi ubicati a E e a W della località Cian de Grevena; la classica contropendenza che spesso si viene a formare sul corpo di frana è rappresentata dal dosso culminante

nella quota 2072 e dall'area poco acclive immediatamente a ridosso denominata Ciamp di Grevena. A monte della frana, esisteva un piccolo lago di sbarramento come è dimostrato dall'ampia superficie di fondovalle in località Tal Pian subito a W dell'accumulo. Lo specchio lacustre rimase in attività fin tanto che il suo emissario non riuscì ad incidere un solco nel corpo di frana sufficientemente profondo per svuotare il bacino. La difficoltà di smaltimento delle acque in questo punto è comunque ancora presente ed evidenziata da ristagni d'acqua che anche sulla carta topografica sono messi in evidenza dal simbolo convenzionale di zona paludosa. Al Passo delle Ciarègole è inoltre ben visibile uno spettacolare esempio della scarpata della scogliera ladinica della Dolomia dello Sciliar, parzialmente sepolta dalle rocce vulcaniche (brecce a frammenti di cuscini lavici).

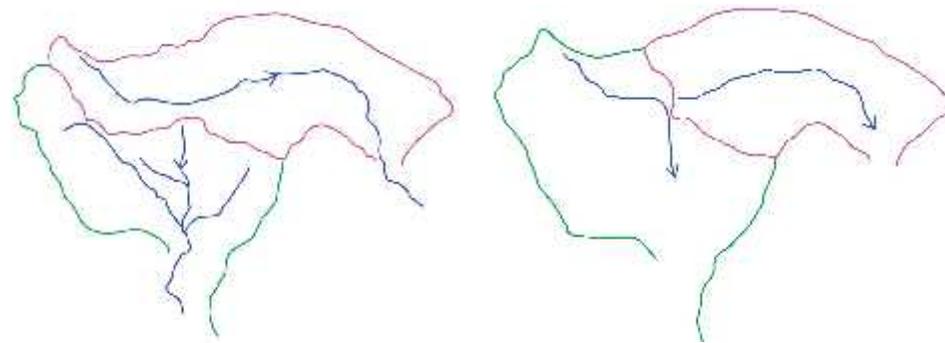


Fig. 6.41 - Fasi evolutive del fenomeno di cattura

#### Sosta N° 4 - Nei pressi di Passo Dona (Mantello) 2516 m

L'idrografia della Val di Dona, nella parte sommitale del solco vallivo, è caratterizzata da un fenomeno di cattura. Si tratta di una deviazione fluviale (fig. 6.40) che ha decapitato per un tratto di circa 800 m la testata della Val di Dona, portando la massima culminazione del suo spartiacque dai circa 2516 metri agli attuali 2200. La cattura è avvenuta per erosione regressiva di una delle aste torrentizie sommitali del Rio di Udai (corso d'acqua catturatore) lungo una direttrice NS, in prossimità della località Pian delle Galline, sottraendo alla Val di Dona gli apporti idrici provenienti dal tratto di versante Cima di Dona - Passo Ciaregole. La Val di Dona, anche se sulla carta topografica appare solcata da numerosi rivoli, uno dei quali alimentato da sorgente, nella realtà è completamente priva di idrografia.

L'erosione regressiva del tratto sommitale del Rio di Udai si è imposta lungo un settore di "debolezza" rappresentato da una faglia o frattura. A fronte di questo episodio la valle principale ha perso una considerevole superficie di bacino, mentre le portate del rio di Udai sono notevolmente aumentate avendo acquisito tutti i drenaggi provenienti dal massiccio tra Cima di Dona e Passo Ciaregole. Nello schema di fig. 6.41 ven-

gono rappresentate le fasi evolutive del fenomeno prima e dopo la cattura.

#### Descrizione della tappa N° 4: Rifugio Antermoia - Pera di Fassa (o Vigo di Fassa)

*Dal Rifugio Antermoia si risale con il sentiero 584 l'omonimo vallone fino al Passo d'Antermoia e poi, proseguendo con lo stesso segnavia, si raggiunge il Rifugio Passo Principe. Da qui una lunga ma non ripida discesa lungo la Val del Vajolet porta ai Rifugi Vajolet e Preuss. Se il tempo lo permette si consiglia una deviazione verso le Torri del Vajolet (segnavia 542 - 1, 45 h A/R), altrimenti si prosegue fino al Rifugio Gardeccia. Da qui con bus navetta si scende a Pera di Fassa oppure si prosegue ancora a piedi fino al Ciampedie (Rifugio Nigritella) da dove, con la funivia si scende a Vigo di Fassa. Dal punto di vista geologico l'itinerario si sviluppa prevalentemente all'interno della piattaforma carbonatica (Dolomia dello Sciliar). Dal punto di vista geomorfologico i valloni attraversati sono rivestiti da coni e falde di detrito nei quali sono scolpiti numerosi corridoi di valanga. Non mancano frane e depositi glaciali. L'elemento dominante è il suggestivo laghetto di Antermoia, noto per il suo grande valore paesaggistico e per esservi state ambientate alcune delle note legende dolomitiche.*



Fig. 6.42 - Il lago di Antermoia

### Accesso

Al Rifugio Antermoia si arriva solo a piedi, utilizzando il percorso della tappa N.3 oppure salendo da Fontanazzo lungo la Val di Dona.

**Partenza:** Rifugio Antermoia (2497 m),  
Lat. N 46° 28' 37,23" -  
Long. E 11° 39' 50,31"  
**Arrivo:** Pera di Fassa (m),  
Lat. N 46° 26' 30,53" -  
Long. E 11° 41' 43,36"

**Base topografica:** Carta Topografica per  
escursionisti: Val di Fassa e Dolomiti  
Fassane, foglio 6; scala 1:25.000  
Tabacco eds.

**Quota minima:** Pera di Fassa - 1326 m

**Quota massima:**

Passo d'Antermoia - 2770 m

**Dislivello totale in salita\*:** 280 m

**Dislivello totale in discesa\*:**

820 m (fino al Rifugio Gardeccia)

**Durata\*:** 3 h (fino al Rifugio Gardeccia)

**Lunghezza percorso\*:**

7 Km (fino al Rifugio Gardeccia)

**Livello di difficoltà:** E (variante alle  
torri del Vajolet EE)

*\* non è contemplata la variante alle  
Torri del Vajolet*

### Sosta N° 1 - Lago di Antermoia (2495 m)

È un caratteristico lago alpino, la cui origine è legata a diverse concause. Oltre all'erosione glaciale, il laghetto trova origine in una conca di origine carsica, sbarrata a sua volta ad E da una frana proveniente dalle pendici della Croda del Lago, che forma un accumulo di circa 4-5 m sul livello del lago (fig. 6.42). Secondo la tradizione popolare la sua

origine è legata invece a un sortilegio narrato in una delle leggende di streghe e di demoni raccolta nelle "Dolomiten Sagen" di C.F. Wolf. Il livello del lago è molto variabile a seconda delle stagioni. L'alimentazione è dovuta in gran parte alla lenta fusione delle nevi. Solo nel periodo primaverile nei momenti di forte disgelo le acque confluiscono direttamente nel lago attraverso alcuni piccoli torrenti normalmente asciutti, il cui letto è visibile nella piana solcata da una serie di alvei ad andamento intrecciato, a monte dello specchio lacustre (fig. 6.43). Il letto dei fiumi a canali intrecciati è generalmente ampio e occupato solo in minima parte da esigui rivoli; spesso lo scorrimento delle acque è completamente di subalveo, in questo caso il greto appare completamente asciutto e l'acqua scorre in profondità tra i depositi ghiaiosi. Tali tracciati fluviali sono caratteristici di corsi d'acqua dotati di alta energia ma a regime di portata molto variabile, grande disponibilità di sedimenti e sono contraddistinti da una grande mobilità dei canali tra una piena e l'altra.

### Sosta N° 2 - Passo d'Antermoia (2876 m)

Collocato tra la Valle d'Antermoia e la Valle del Vajolet, il passo si colloca nel cuore del massiccio a ridosso della cima del Catinaccio di Antermoia. L'intero gruppo montuoso rappresenta uno



Fig. 6.43 - Parte terminale del vallone di Antermoia. Canali ad andamento intrecciato scolpiti nella piana alluvionale a monte del lago omonimo



Fig. 6.44 - Il vallone d'Antermoia può essere suddiviso in tre unità morfologiche: il piatto fondovalle, le ripide pareti in roccia, i detriti di versante. A. depositi alluvionali; cd: coni detritici; cv: coni di valanga/debris flows; n: nivomorene



Fig. 6.45 - Parte sommitale della Valle del Vajolet

splendido esempio di scogliera in Dolomia dello Sciliar e mostra ancora la stratificazione originale: orizzontale nel cuore della scogliera, costantemente inclinata (clinostratificata) nelle altre zone più esterne. Il vallone d'Antermoia appena percorso (fig.6.44) può essere suddiviso in tre unità morfologiche: il

piatto fondovalle, di cui si è parlato nella sosta precedente, le ripide pareti in roccia (Dolomia dello Sciliar) ed i detriti di versante, modellati in più forme. I detriti prodotti per effetto della gelificazione formano ampie falde e in corrispondenza di canali assumono una caratteristica forma a ventaglio. Tra le

falde detritiche ed il fondovalle si possono osservare una serie di dossi allungati di forma conica meno acclivi dei precedenti; si tratta di coni di detrito messi in posto dalle valanghe. Sono visibili anche alcuni corridoi di valanga, distinguibili come canali a fondo concavo incisi nelle falde detritiche. I depositi su cui è presente una discontinua copertura vegetale indicano che i processi che li hanno originati sono attualmente quiescenti. Sul fondovalle qualche piccolo rilievo allungato può indicare la presenza di nivomorene, dossi detritici per lo più paralleli al versante, edificati da detriti che, caduti dalle pareti, scivolano su placche di neve residua arrestandosi all'estremità inferiore del nevaio. Analoga morfologia di versante mostra, guardando verso W, la testata della Valle del Vajolet (fig. 6.45). Anche

qui le ripide pareti in Dolomia, stratificate e fratturate hanno prodotto e producono una ingente quantità di detriti che si accumulano ai piedi modellando falde e coni. Si distinguono qua e là alcuni crolli di grossi massi parzialmente affogati nei detriti di più piccola pezzatura. Si differenzia invece il modellamento del fondovalle che qui appare in erosione lungo una netta incisione in roccia.

**Sosta N° 3 - Lungo il sentiero tra il Rifugio Passo Principe ed il Rifugio Vajolet (2381 m)**

Dal punto di vista geomorfologico, la Valle del Vajolet può essere divisa in due tratti, separati dal gradino di valle su cui si trovano i Rifugi Vajolet e Preuss. Il solco a monte di questi due rifugi, appare abbastanza stretto con pareti in-



Fig. 6.46 - Lembi relitti di argini morenici (mo), parzialmente mascherati dai detriti di versante



Fig. 6.47 - Grossi massi di roccia appartenenti alla frana di crollo distaccatisi dalla parete tra Punta Emma e Cima Catinaccio.



Fig. 6.48 - La Valle del Vajolet in una fotografia di G.B. Unterveger (seconda metà del 1800), con un profilo trasversale asimmetrico, dovuto ai processi geomorfologici differenziati.

combenti ed assume le caratteristiche di truogolo glaciale. Gran parte di questa morfologia è oggi mascherata dai detriti provenienti dal versante, ma a luoghi sono ancora evidenti e parzialmente con-

servati argini morenici messi in posto da piccoli ghiacciai locali insediati sui fianchi ed in testata valle (fig. 6.46). Particolarmente evidenti sono quelli in sinistra idrografica. Si distinguono per la forma arcuata, il fronte verso valle uniformemente inclinato e una copertura vegetale discontinua. Le morene a ridosso delle pareti rocciose spesso risultano nel lato a monte ricoperte dalle falde detritiche in fase di accrescimento.

#### Sosta N° 4 - Rifugio Preuss (2243 m)

Dal gradino su cui è posto il Rifugio Preuss è possibile vedere verso S l'ampia conca delimitata dal lungo crinale che da Cima Catinaccio collega le Coronelle, i Mugoni, le Zigolade e le Pale Rabbiose. Al suo interno alcuni argini morenici delimitano le zone occupate in passato da

una serie di ghiacciai i cui circhi sono ancora ben tracciati nel crinale sopra citato (circo Curaton - Zigolade; Passo Coronelle - Forcella di Diavol). Quasi ai piedi del gradino su cui ci si trova, è evidente una grande frana di crollo distaccatasi dalla parete tra Punta Emma e Cima Catinaccio (fig. 6.47). La zona in cui sono sparsi i grandi massi è nota con il toponimo di Porte Neigre e rappresenta l'unico naturale passaggio verso la testata della valle del Vajolet appena percorsa. Questo punto rappresentava il limite che i pastori ladini non oltrepassavano per paura degli spiriti e delle streghe. Il profilo trasversale di questo secondo tratto di valle (tra Porte Neigre e Fraine da Soal), appare asimmetrico (fig. 6.48) ed i due versanti mostrano una morfogenesi estremamente diversificata.

Sul fianco destro, esposto a N e NE, trovano ancora sufficiente spazio i sopraccitati depositi glaciali che indicano la presenza di alcune vedrette durante le fasi stadiali del tardiglaciale, su quello sinistro invece l'esposizione verso i quadranti meridionali ha inibito la formazione di ghiacciai favorendo invece lo sviluppo di grandi coni di "debris flows" ancor oggi attivi (fig. 6.49)

Verso W alla sommità di un ripido versante si stagliano contro il cielo le torri del Vajolet (fig. 6.50), un bellissimo esempio di scogliera anisico-ladinica, il cui antico accrescimento verticale è documentato dalle stratificazioni orizzontali della Dolomia dello Sciliar ben visibili sulle ripidi pareti della Torre Winkler, Stabeler e Delago.

Percorrendo una agevole strada forestale, che attraversa depositi glaciali ed un argine morenico frontale intorno a quota 2050, l'itinerario giunge al Rifugio Gardeccia da dove un servizio di bus navetta conduce a Pera. Per chi volesse invece proseguire ancora a piedi è possibile raggiungere il Rifugio Nigritella, attraverso un bosco (Bosch de Lares) insediatosi su una vasta copertura di depositi glaciali e da qui con la funivia scendere a Vigo di Fassa.



Fig. 6.49 - Particolare di uno dei grandi coni, edificati da ripetuti episodi di debris flows, che caratterizzano il Versante sinistro della valle del Vajolet tra Porte Neigre e Fraine da Soal

Fig. 6.50 - Le Torri del Vajolet Winkler, Stabeler e Delago, bellissimo esempio di scogliera anisico-ladinica, il cui antico accrescimento verticale è documentato dalle stratificazioni orizzontali della Dolomia dello Sciliar



## BIBLIOGRAFIA

Bosellini (1996) - *Geologia delle Dolomiti*. Athesia, Bolzano, 192 pp.

Brondi A., Mittempergher M., Panizza M., Rossi D., Somnavilla E., Vuillermin F. (1977) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F 028 La Marmolada*. Servizio Geologico d'Italia.

Carton A., Soldati M. (1993) - *Geomorphological features of the Dolomites (Italy)*. In: Panizza M., Soldati M., Barani D. (eds.), *First European Intensive Course on Applied Geomorph.* - *Proceed.*, Univers. Modena: 13-29

Castellarin A., Guy F., Selli L. (1982) - *Geologia dei dintorni del Passo di S. Nicolò e della Valle di Contrin (Dolomiti)*. In Castellarin A. & Vai G.B. (eds.), *Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale*, 231-242 pp.

De Battaglia F., Marisaldi L. (2000) - *Enciclopedia delle Dolomiti*. 520 pp. Zanichelli

Gianolla P., Micheletti C., Panizza M. (2008) - *Nomination of the Dolomites for inscription on the World Natural Heritage List UNESCO. Dolomiti, Belluno*, 3 vol.

Mantovani F. (1979) - *Geomorfologia della Valle del Vajolet (Dolomiti)*. *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali*. Vol. XXIII; 49-77.

## Elenco numeri utili e servizi

Corpo forestale dello Stato, Trento:

0461 496149

Azienda per il Turismo

della Val di Fassa: 0462 609500

Azienda Promozione Turistica,

Alba di Canazei: 0462 609609

Azienda Promozione Turistica,

Campitello di Fassa: 0462 609620

Azienda Promozione Turistica, Maz-

zin: 0462 609650

## Autori:

**Alberto CARTON**, Dipartimento di Geografia, Università di Padova, [alberto.carton@unipd.it](mailto:alberto.carton@unipd.it)

**Riccardo TOMASONI**, Geologo Libero Professionista, Rovereto (TN), [riccardo.tomasoni@libero.it](mailto:riccardo.tomasoni@libero.it)

Fotografie di: Carton A., Tomasoni R.

