

Da Sauris al Parco delle Dolomiti Friulane

Riferimenti alla Via Alpina:

Lungo le tappe B15, B16 e parte della B17, dell'itinerario giallo. L'ultima parte del percorso si allontana dalla Via Alpina

Breve descrizione dell'itinerario

Il percorso inizia nella conca di Sauris, all'estremità orientale della Regione Friuli Venezia Giulia, attraversa il Parco delle Dolomiti Friulane, fino a raggiungere la diga del Vajont, luogo tragicamente noto anche ai non geologi. Si snoda su quote abbastanza elevate, anche in ambiente di alta montagna e prevede dislivelli adatti ad escursionisti ben allenati.

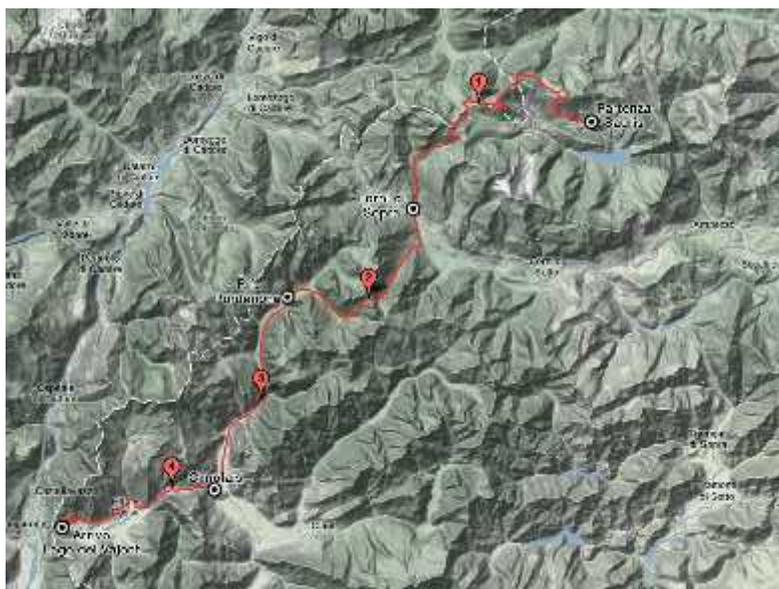


Fig. 3.1 - Tracciato dell'itinerario con l'indicazione delle tappe giornaliere

N° delle tappe: 4

Punto di partenza: Sauris (UD), 1390 m

Punto di arrivo: Lago del Vajont (PN), 723 m

Luogo:

Alpi Tolmezzine e Prealpi Carniche

Contesto geologico:

Rocce carbonatiche mesozoiche e in minor misura, paleozoiche.

Morfologie glaciali e depositi quaternari

Principali caratteristiche geologiche:

È un itinerario che si snoda lungo paesaggi montani con un elevato grado di naturalità, meno famosi rispetto alle Dolomiti venete, ma comunque estremamente suggestivi. Il percorso ha andamento approssimativamente da NE verso SW (fig. 3.1) e quindi tende ad attraversare la princi-

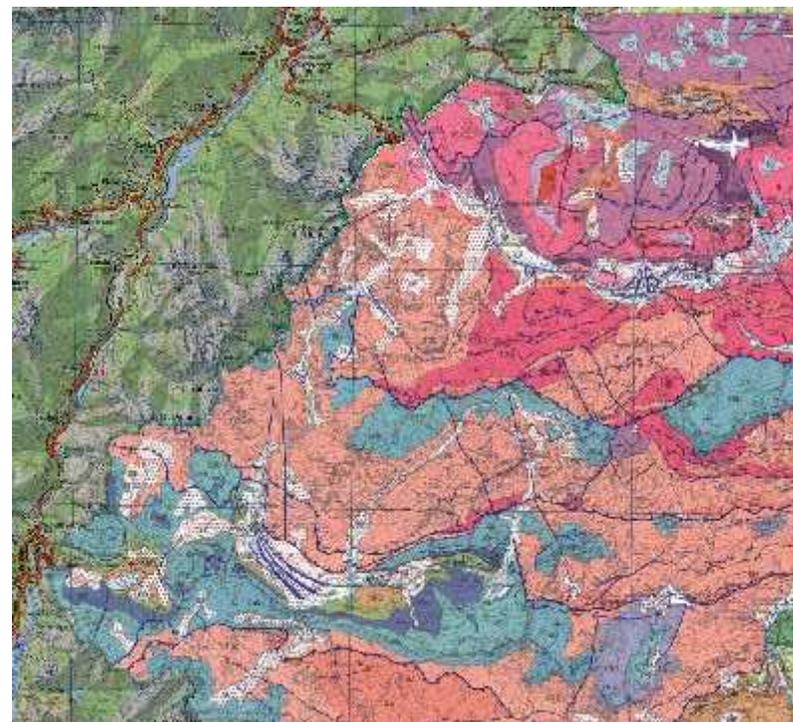


Fig. 3.2 - Carta geologica dell'area (da Carulli, 2006)

pali strutture geologiche e linee di discontinuità che, come è noto, nelle Alpi meridionali hanno andamento E-W

Da un punto di vista geografico la prima parte dell'itinerario, da Sauris alla valle del Tagliamento si svolge nelle Alpi Tolmezzine, in cui affiorano estesamente formazioni del Triassico inferiore e medio, talora in continuità stratigrafica con formazioni paleozoiche, a luoghi dislocate o ripetute da sovrascorrimenti con direzione alpina (E-W).

Dall'ingresso nel territorio del parco delle Dolomiti friulane l'itinerario, da un punto di vista geografico, passa all'interno delle

Prealpi carniche, in un'area dominata dalla Formazione della Dolomia Principale, formazione tra le più diffuse nel Friuli Venezia Giulia e nelle Dolomiti classiche del Veneto. Da qui strette analogie morfologiche (torrioni, guglie, ghiaioni) con il paesaggio dolomitico e la denominazione del Parco. Anche in questo settore linee tettoniche portano a sovrascorrere le formazioni triassiche sopra rocce carbonatiche giurassiche o nella parte più meridionale dell'itinerario, cenozoiche.

Contesto storico - economico - sociale

La tragedia del Vajont si è consumata in pochi minuti la sera del 23 ottobre 1963, ma ha lasciato un'impronta che ha modificato a lungo, in Italia, il rapporto tra l'uomo e la montagna. È certamente uno dei fenomeni geologici più noti nel nostro Paese, insieme a terremoti e ad eruzioni vulcaniche, contribuendo alla percezione della geologia come una scienza che studia fenomeni catastrofici, non li sa prevedere, o peggio contribuisce a crearli.

Non è certamente questa la sede per aggiungere parole e opinioni sul tema delle responsabilità del disastro del Vajont. Ci sembra invece giusto sottolineare che questo itinerario, prima di arrivare sul coronamento delle dighe del Vajont attraverso paesaggi montani di selvaggia bellezza. E che le strutture geologiche, le rocce con la loro storia, i fenomeni evolutivi che le hanno modellate, la testimonianza dell'evoluzione della vita sulla terra che i fossili trasmettono, tutto ciò contribuisce ad arricchire il piacere di attraversare e conoscere questi territori. Territori che, come molte altre zone montane, sono stati caratterizzati in passato da isolamento, da vita difficile, da popolazioni che per sopravvivere dovevano emigrare per cercare lavoro. Particolare la storia della comunità di Sauris (Zahre), che deriva da popolazioni

tedesche qui emigrate a metà del 1200 da territori al confine tra Baviera e Carinzia, che ha ancora conservato tradizione e linguaggio, facendo delle conche di Sauris una vera enclave etnografica. Non va dimenticato che la strada che congiunge Sauris ad Ampezzo è stata costruita solamente negli anni '30 del secolo scorso, e che per secoli, soprattutto d'inverno, gli scambi con le comunità cadorine attraverso il sentiero che attraversa Casera Razzo e quelli con la Carnia attraverso passo Pura erano estremamente difficili.

Anche la comunità ertana si pone a ponte tra Friuli e Cadore e racconta storie di economia di sopravvivenza, di vita difficile, di emigrazione stagionale. Il disastro del Vajont da un lato ha rischiato di distruggere definitivamente il tessuto sociale, dall'altro ha stimolato nei sopravvissuti un fortissimo desiderio di testimoniare il mondo prima. È da questo humus che nasce il mondo artistico di Mauro Corona.

Descrizione della tappa N° 1:
Sauris di Sotto - Forni di Sopra
L'area circostante il Lago di Sauris consente di osservare il limite stratigrafico tra Paleozoico e Mesozoico e molte delle formazioni del Triassico inferiore e medio, caratterizzate da interessanti alternanze di depositi di piattaforma e bacinali. Il diverso grado di erodibilità

dei depositi permo-triassici implica anche forme di paesaggio movimentate e affascinanti, con rilievi a morfologia più dolce intercalati a rilievi a morfologia dolomitica, con frequenti pareti subverticali intervallate da creste. Un'altra particolarità geomorfologica sono le doline di suffusione, rinvenibili a settentrione dell'abitato di Sauris, lungo le pendici meridionali del M. Festons, ove si sono verificati sprofondamenti con formazione di depressioni a dolina, legate alla presenza nel sottosuolo di gessi ed altre rocce evaporitiche solubili. Lungo il percorso (fig. 3.3), ed in particolare tra Casera Festons e Casera Rioda, sono visibili morfologie (circhi glaciali, laghetti, forre) e depositi (morene frontali

e laterali, erratici) ascrivibili all'azione del glacialismo tardo Quaternario.

Accesso

da Tolmezzo verso E lungo la strada statale N°52 "della Carnia" fino ad Ampezzo. Da Ampezzo risalire verso N, lungo la spettacolare gola del T. Lumiei, fino a raggiungere il coronamento della diga e l'abitato di Sauris.

Partenza:

Sauris di Sopra (1390 m):
 Lat. N 46° 27.990' - Long. E 12° 42.480'

Arrivo: Forni di Sopra (890 m): Lat. N 46° 25.450' - Long. E 12° 34.760'

Base topografica: Carta topografica per escursionisti, scala 1:25.000 "02 Forni di Sopra e di Sotto Ampezzo - Sauris" Casa editrice Tabacco, Tavagnacco (UD).

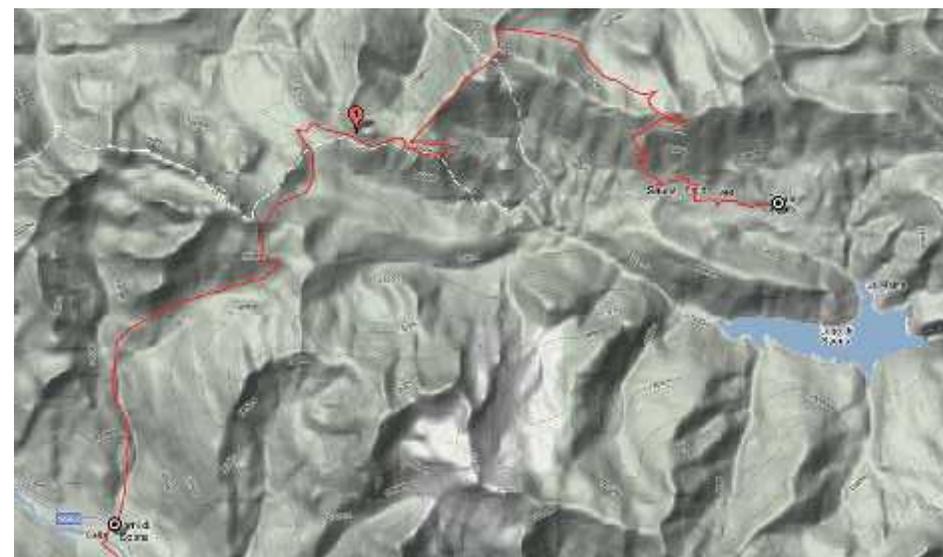


Fig. 3.3 - Tappa n.1, da Sauris a Forni di Sopra

Quota minima: Forni di Sopra, 890 m
Quota massima: Forcella della Croce di Tragonia, 1973 m
Dislivello totale in salita: 948 m
Dislivello totale in discesa: 1070 m
Durata: 7 - 8 h
Lunghezza percorso: 23 km
Livello di difficoltà: T

Sosta N° 1 - versante meridionale del Monte Festons: doline di suffusione

I rilievi che si elevano a Nord di Sauris sono costituiti, nella parte superficiale, da arenarie e siltiti quarzose-micacee appartenenti alla Fm. di Werfen (Triassico). Queste rocce, che sono permeabili per fratturazione e non solubili, poggiano a loro volta su litologie meno coerenti, solubili, quali dolomie cariate e gessi della Fm. a Bellerophon (Permiano).

Nel tempo la degradazione meteorica ha portato alla soluzione delle rocce evaporitiche permiane e il cedimento progressivo o per crollo, delle rocce triassiche soprastanti, non solubili ma plastiche "in grande". Il risultato finale è la genesi di forme depresse note come doline di suffusione (sinkhole o ancora meglio soffusion dolines in inglese).

Sui prati erbosi che si incontrano sulla destra, risalendo il sentiero 204 che da Sauris di Sopra porta a Sella Festons (1860 m s.l.m.), a quota 1800 m, poco prima della sella si possono ammirare

due splendidi esempi di doline di suffusione. Se la più piccola (a quota 1801 m, vicino al sentiero) può sembrare un semplice assestamento localizzato del terreno, la maestosa e profonda dolina un centinaio di metri ad est non lascia adito a dubbi (1777 m): entrambe sono l'espressione dello stesso processo genetico a due stadi diversi. La dolina maggiore ha dimensioni di circa 70 m in larghezza e 20 m in profondità, con la classica forma ad imbuto, fianchi molto acclivi e una sorta di detrito di falda ad elementi grossolani sul fondo (fig. 3.4).

Nei dintorni ci sono numerose altre doline simili a conferma della particolare



Fig. 3.4 - Dolina di suffusione sopra Sauris

evoluzione di questo tratto di versante. In particolare doline di suffusione si aprono più ad Est di Sella Feston, nella parte alta del versante e sulla sommità, concentrate ed allineate lungo la linea di cresta, ma anche a quote più basse nelle vicinanze dell'abitato.

Sosta N° 2 - Conca glaciale casera Festons

Molti dei piccoli laghetti o delle torbiere che caratterizzano il paesaggio d'alta quota del Friuli Venezia Giulia si sono formati all'interno di conche, di aree depresse di origine glaciale. Ovvero originate dalla azione di esarazione dei ghiaccia alpini durante le ultime fasi di espansione glaciale. Questo è anche il processo che ha portato alla formazione dell'ampia conca di Casera Festons (fig. 3.5).



Fig. 3.5 - Casera Festons, al centro dell'omonima conca (foto Isabella Adami)

Sosta N° 3 - Pendici meridionali Monte Bivera

Dai rilievi a Nord di Sauris è possibile osservare, dall'altra parte del lago, un ampio panorama sul gruppo del M. Bivera (2474 m). Sulla parete di questa montagna e sui rilievi vicini, sono ben esposte le rocce del Triassico inferiore e medio in successione stratigrafica (fig. 3.6).

I morbidi rilievi pratici a oriente del Bivera corrispondono alla Formazione scitica del Werfen; seguono, quasi in continuità stratigrafica, sotto la cresta rettilinea del M. Zauf, le dolomie marine e vacuolari del Membro di Lusnizza, rocce molto degradabili e quindi responsabili degli estesi detriti al loro piede.

La prima parete subverticale è invece incisa nelle dolomie stratificate del Serla inferiore, più resistente. Queste rocce rappresentano, come la sommità della



Fig. 3.6 - Il versante settentrionale del M. Bivera, visto da Sauris

cresta del M. Zauf, il corpo massiccio della prima piattaforma carbonatica triassica: la Dolomia del Serla sup. (o Dolomia del Popera).

La cengia sovrastante, caratterizzata da calcari marnosi policromi nodulari per buona parte coperti da coni detritici, rappresenta lo stratotipo della Formazione di Monte Bivera, qui presente con gli spessori più potenti (oltre 20 m) e con le caratteristiche sedimentologiche più spettacolari.

Al di Sopra della cengia rossastra, si incontra la seconda piattaforma carbonatica, tardo-triassica, dei calcari dolomitici del M. Tiarfin (Formazione del Contrin), il cui tetto è caratterizzato da un'estesa falda di detrito che, alimentata dal versante strutturale sottostante la cima del M. Bivera, ne domina il versante settentrionale.

In continuità, sul versante occidentale affiorano lembi limitati della Formazione

ladinico superiore dei Calcari Rossi ad Ammoniti, nota anche come Calcari del Clapsavon in quanto osservabili, più ad occidente, sull'omonima cima.

Segue, ancora più ad occidente, la successione bacinale ladinico-carnica con rare intercalazioni effusive basiche, troncata, prima del prativo Colle di S. Giacomo, da un ramo della linea tettonica di Sauris che determina la ripetizione della successione permo-triassica (fig. 3.7).

Il M. Bivera è un luogo importante per la geologia italiana. La scossa di terremoto del 15 settembre 1976 provocò una frana in roccia che investì Giulio Pisa e Riccardo Assereto, geologi delle Università di Bologna e Milano. Una tragica fatalità volle che quel giorno Assereto fosse accompagnato dal figlio di 11 anni. La frana non lasciò loro scampo.

Sosta N° 4 - Strada Sauris - casera Razzo

A settentrione della strada che collega Sauris di Sopra a Casera Razzo, estesi fe-

nomeni erosivi, soprattutto nel bacino del rio Felempecle, hanno messo in luce spettacolari affioramenti di rocce carbonatiche e clastiche (fig. 3.8). Queste rocce si sono depositate circa 200 milioni di anni fa, al limite tra Paleozoico - Mesozoico e rappresentano quindi il passaggio tra due ere geologiche.

Alla base dell'affioramento, si osserva la parte alta della Formazione a Bellerophon (Permiano sup.), riconducibile ad un ambiente marino di piattaforma carbonatica. Consiste in calcari scuri frequentemente bioclastici, con foraminiferi, gasteropodi (tra cui il raro Bellerophon), lamellibranchi e alghe, in strati decimetrici solcati da tipiche vene di calcite bianca, talora intercalati a sottili livelli marnosi.

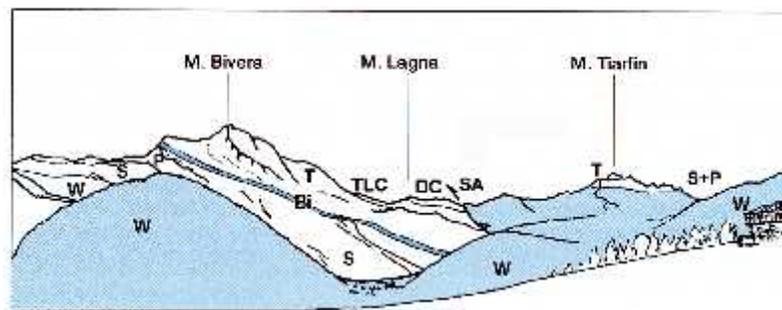
La Formazione a Bellerophon passa verso l'alto a quella di Werfen (Triassico inf.), un'unità stratigrafica molto diffusa nel Triveneto, che prende nome da una località del Salisburghese. In Carnia rag-



Fig. 3.8 - Il passaggio Paleozoico - Mesozoico nel bacino del Rio Felempecle

giunge potenze prossime agli 800 m e caratterizza spesso i dolci rilievi adibiti a sedi di antichi pascoli.

La Formazione di Werfen si è formata in un ambiente di piattaforma continentale, caratterizzata da frequenti oscillazioni batimetriche del livello del mare, in condizioni mediamente poco profonde, aperto o riparato, in cui si depositavano sia i detriti provenienti da aree emerse limitrofe, sia i resti (carbonatici) degli organismi che vivevano nell'ambiente marino. Per questi motivi la Formazione di Werfen è costituita da rocce diverse, sia carbonatiche che clastiche, ovvero da vari "membri",



Sauris di Sopra: panoramica verso SO. DC, Dolomia Cassiana; TLC, terrigeno ladinico-carnico; T, calcari dolomitici del M. Tiarfin; Bi, fm. del M. Bivera; P, Dolomia del Popera; S, Fm. del Serla; W, Fm. di Werfen; SA, linea di Sauris.

Fig. 3.7 - Schema geologico semplificato del gruppo M. Bivera - M. Tiarfin. (Da Ponton e Carulli, 2002)

ognuno con caratteristiche litologiche diverse.

Qui in particolare, dal basso verso l'alto, è possibile distinguere:

- il Membro di Mazzin, costituito da calcari marnosi grigio scuri molto simili a quelli del Permiano sup.; calcari dolomitici marnosi, sottilmente stratificati e marne giallo ocracee o rossastre, queste ultime appartenenti all'Orizzonte di Andraz. Queste litologie esprimono condizioni ambientali evaporitiche;
- calcari silteosi grigi e nocciola, laminati, con lamellibranchi (tipica la *Claraia claraia*) ed intercalati orizzonti rossastri del Membro di Siusi. Queste litologie indicano un incremento degli apporti terrigeni;
- calcari micritici grigi e rossastri in banchi ricchi di piccoli lamellibranchi e gasteropodi, riconducibili al Membro dell'Oolite a gasteropodi;
- areniti e peliti rosse del Membro di Campil, che denunciano, spesso con tipici ripple-marks (increspature del fondo dovute a correnti o al moto ondoso), notevoli apporti terrigeni avvenuti in ambiente di mare basso;
- calcari e calcari debolmente marnosi in strati centimetrici e decimetrici, alla base carbonati giallastri e peliti varicolori (Membro di val Badia).

Descrizione della tappa N° 2:

Forni di Sopra - Rif. Pordenone

È una tappa di trasferimento all'interno dal Parco delle Dolomiti friulane che risale lungo le pendici settentrionali del Monte Pramaggiore, lungo la val di Suola per discendere fino alla val Cimoliana, attraverso paesaggi aspri, dominati da pareti strapiombanti in rocce carbonatiche triassiche (Dolomia Principale). L'energia del rilievo e i forti processi erosivi in atto sono testimoniati dalle ampie fasce di detrito di falda al piede delle pareti e dall'alluvionamento dei fondovalle.

Accesso

Da Tolmezzo lungo la strada statale 52 della Carnia, fino a Forni di Sopra.



Fig. 3.9 - Tappa n.2, da Forni di sopra al Rif. Pordenone

Partenza: Forni di Sopra (890 m):

Lat. N 46° 25' 26.52'

Long. E 12° 34' 45.60"

Arrivo: Rif. Pordenone (1249 m):

Lat. N 46° 22' 53.10"

Long. E 12° 29' 24.00"

Base topografica: Carta topografica per escursionisti, scala 1:25.000 02 "Forni di Sopra e di Sotto Ampezzo - Sauris" e 021 "Dolomiti in sinistra Piave" Casa editrice Tabacco, Tavagnacco (UD)

Quota minima:

F. Tagliamento a Forni di Sopra, 881 m

Quota massima:

Passo del Muss, 2063 m

Dislivello totale in salita: 1182 m

Dislivello totale in discesa: 814 m

Durata: 7 h

Lunghezza percorso: 14 km

Livello di difficoltà: E

Sosta N° 1 - Val di Suola

Dal Forni di Sopra si attraversa il Tagliamento e si scende verso S lungo i versanti in riva destra del fiume (sent. 32) fino all'altezza di Andrazza. Il sentiero devia leggermente verso SW per imboccare e risalire la val di Suola.

Lungo tutta la val di Suola affiora la Formazione della Dolomia Principale, formazione del Triassico (Norico) tra le più diffuse nel Triveneto e nelle Dolomiti. È una formazione che si è formata su una piattaforma carbonatica, poco profonda: al suo interno è possibile riconoscere cicli peritidali, lamine stromatolitiche, fratture di disseccamento. Tutti elementi che rimandano ad un ambiente di deposizione al limite del livello del mare.

Nelle vicina valle del T. Rovadia (val Rua) affiorano dolomie fittamente stratificate, scure con frequenti livelli pelitici ricchi in sostanza organica (Formazione della Dolomia di Forni). L'ambiente di formazione era profondo poche centinaia di metri, con acque scarsamente ossigenate. La particolarità delle cime che circondano da Val di Suola è di registrare nel differenze tra la transizione tra le dolomie "classiche" in facies di piattaforma, e quelle di margine esterno della piattaforma, e di pendio, il pendio che si raccordava al bacino in cui si depositavano le dolomie scure. I versanti sulla destra della valle (Cima Fantolina, Croda di Sion)



Fig. 3.10 - Conoide alluvionale in val Cimoliana

mostrano la tipica stratificazione massiva, con, all'interno delle strato, riconoscibili le laminazioni dei cicli peritidali.

Il monte Pramaggiore e la Cima di Rua rappresentano i depositi di pendio, con strutture e facies diverse (megabrecce, slumps).

La Dolomia Principale è comunque una formazione molto fratturata, erodibile e per questo motivo i versanti delle val di Suola sono ricoperti da ampie falde di detrito. Dolomie e detriti di falda sono anche molto permeabili per cui la val di Suola è, per gran parte dell'anno, priva di acque superficiali

Sosta N° 2 - Val Cimoliana, parcheggio sotto Rif. Pordenone

Superato il passo del Muss, tra la Cime Fantolina e la Croda di Sion il sentiero 362 discende rapidamente val di Guerra, val dell'Inferno e la val Postegae, fino a

raggiungere la valle del torrente Cimoliana.

Una delle caratteristiche di questa valle è di essere sovralluvionata, ovvero avere il fondo ricoperto di potenti depositi alluvionali grossolani. All'alluvionamento contribuiscono naturalmente i numerosi affluenti, sia in destra che in sinistra.

In particolare, di fronte allo sperone su cui sorge il Rif. Pordenone, allo sbocco della valle Ciol de Mont il torrente che lo percorre ha depositato un ampio conoide alluvionale (fig. 3.10) che ha costretto il torrente Cimoliana a deviare in destra orografica, sul versante opposto.

Descrizione della Tappa N° 3:

Rif. Pordenone - Cimolais

La tappa raggiunge il Campanile di val Montanaia, uno dei punti paesaggistici più interessanti del parco delle Dolomiti Friulane, il suo simbolo, per poi ridiscendere lungo la val Cimoliana, sempre attraverso paesaggi in cui le rocce dolomitiche imprimono al paesaggio il loro stile.

Accesso

Il Rifugio si trova in alta val Cimoliana, a poca distanza dal fondovalle. La strada



Fig. 3.11 - Tappa n.3, dal Rif. Pordenone a Cimolais

che ridiscende la valle può essere percorsa anche in automobile.

Partenza: Rif. Pordenone (1249 m):

Lat. N 46° 22' 53.10" -

Long. E 12° 29' 24.00"

Arrivo: Cimolais (651 m): Lat. N 46° 17'

12.40" - Long. E 12° 26' 16.20"

Base topografica: Carta topografica per escursionisti, scala 1:25.000 021 "Dolomiti in sinistra Piave".

Quota minima: Cimolais, 651 m

Quota massima: Forcella Cimoliana, 2183 m (o Campanile val Montanaia 2060 m)

Dislivello totale in salita: 930 m

Dislivello totale in discesa: 1530 m

Durata: circa 5 ore, che diventano 8

se si percorre il giro completo passando per forcella Montanaia

Lunghezza percorso: 18 - 20 km

Livello di difficoltà: E

Sosta N° 1 - Campanile di Val Montanaia

Dal Rif. Pordenone si risale verso N lungo il sentiero 353 la ripida e selvaggia val Montanaia fino a raggiungere l'orlo di un evidente circo glaciale.

Simbolo del Parco delle Dolomiti Friulane, il Campanile di val Montanaia è una guglia di bellezza spettacolare e selvaggia, alta 300 metri e con una base di soli 60 metri di circonferenza (fig. 3.13). Si staglia contro il cielo al centro della valle, in una posizione unica: all'estre-



Fig. 3.13 - Il campanile di val Montanaia



Fig. 3.14 - Il circo glaciale a N del Campanile (foto Marco Zancani)

mità di un ampio circo glaciale (fig. 3.14) e sull'orlo di una ripida valle che si risale dalla val Cimoliana. L'isolamento è frutto dell'esarazione, attuata dai grandi ghiacciai che, sino a meno di diecimila anni fa, ricoprivano la valle e ne hanno plasmato la forma attuale, così come è avvenuto in tutte le vallate alpine. Il Campanile ha resistito alla forza del ghiaccio, dividendolo in due rami. La litologia interessata è quella della Do-

lomia Principale, che in questo settore è sovrascorsa al di sopra di rocce carbonatiche più recenti lungo una importante linea di faglia denominata "linea Monte Dof - Auda".

Il Campanile di val Montanaia è famoso dal punto di vista alpinistico. È stato scalato la prima volta nel 1902 con un'arrampicata estremamente ardita, rischiosa ed esposta: la storia delle prime ascensioni costituisce una delle pagine

più affascinanti dell'alpinismo italiano. Da questo punto è possibile rientrare al Rif. Pordenone mediante un ampio giro attraverso forcella Cimoliana, con discesa lungo il sentiero 349 lungo la val Monfalconi di Cimoliana, sempre in un paesaggio dominato dalle pareti dolomitiche e dalle tracce dell'azione dei ghiacciai sul fondovalle. L'intero percorso (Rif. Pordenone - val Montanaia - Campanile - Forcella Cimoliana - val Monfalconi - Rifugio) impegna per 6 ore. Risulta invece più agevole e veloce ritornare in val Cimoliana lungo lo stesso percorso dell'andata.

Sosta N° 2 - Ponte Scandoler

Fino alla confluenza con il torrente Pezzedà la val Cimoliana si mantiene con direzione meridiana, ampia e riccamente alluvionata. Dopo il Ponte Confoz la valle si stringe, fino a assumere l'aspetto di una gola, incisa nella Dolomia Principale. Poco prima del ponte Scandoler, quindi ancora sulla sinistra orografica del Torrente, vicinissima alla strada si trova un grosso blocco di roccia, alto circa 3 m (fig. 3.15). Sulla superficie del blocco sono distinguibili due livelli ricchissimi in resti fossili. Si tratta di gusci di *Megalodon gümbeli*, fossili guida per il Norico. Tra i livelli fossiliferi la dolomia assume invece una struttura laminata. Si tratta di stromatoliti, tracce di organismi antichissimi che vivono in zona intertidale.



Fig. 3.15 - L'affioramento di Dolomia Principale presso Ponte Scandoler

Ancora oggi si possono osservare colonie di stromatoliti nella Shark Bay, in Australia. Nel blocco roccioso è quindi registrato l'alternarsi di due sub-ambienti all'interno della piattaforma carbonatica: le lamine stromatolitiche, sedimentazione tranquilla in facies intertidale, e i livelli fossiliferi, in facies sub tidale o, più probabilmente a marcare episodi di tempesta.

Sosta N° 3 - Ponte Compol

Anche in corrispondenza del Ponte Compol, nella bassa val Cimoliana vi è un af-



Fig. 3.16 - Ponte Compol: canale di marea in Dolomia Principale



Fig. 3.17 - Briglie lungo il tratto terminale del Rio Compol

fioramento in Dolomia Principale con strutture sedimentarie che aiutano a definire l'ambiente di sedimentazione. Si tratta di una evidente traccia di un piccolo canale di marea (fig. 16), a confermare l'ambiente lagunare a bassissima profondità in cui si sono depositate le dolomie.

Come già indicato in precedenza le rocce dolomitiche, il loro assetto strutturale, la presenza di faglie e fratture, l'elevata piovosità, sono fattori che contribuiscono alla formazione di detrito di falda, che viene preso in carico dai corsi d'ac-

qua e trasportato verso valle. Ma il torrente Cimoliana è un immissario del Lago di Barcis, circa 15 km più a S, lago artificiale che viene utilizzato per usi idroelettrici dal 1953 e che sta subendo intensi fenomeni di colmamento a causa del trasporto solido da parte del torrente. Per contrastare questi fenomeni alcuni dei bacini montani vengono regimati attraverso la costruzione di briglie. Dal ponte Compol si possono osservare alcune di queste briglie (fig. 3.17).

Sosta N° 4 - Loc. camping Bresin Pieghe di trascinamento

Poco prima di Cimolais, in riva sinistra del T. Cimoliana il pendio del Col dei Talpons è interessato da una serie di pieghe ad ampio raggio che portano alla verticalizzazione degli strati (fig. 3.18). Queste pieghe si definiscono pieghe di trascinamento in quanto la particolare struttura di queste pieghe, cui seguono, in continuità stratigrafica, strati nuovamente orizzontali fa ipotizzare che si siano formate, probabilmente durante i primi movimenti tettonici per scivolamento gravitativo, quando ancora gli strati non si erano completamente solidificati.

Descrizione della tappa N° 4: Cimolais (PN) - Vajont

Per l'escursionista che si muove a piedi non ci sono comodi sentieri per raggiungere da Cimolais la diga del Va-



Fig. 3.18 - Pieghe lungo il versante sinistro della val Cimoliana

jont. Inevitabilmente il percorso è coincidente con la strada asfaltata, almeno fino all'abitato di Erto e Casso vi è un sentiero a mezza costa, alla quota di 950-1000 m, che consente una buona visione della frana e della diga. Ma l'importanza, non solamente geologica, della valle del Vajont ci ha spinto ad inserire questa quarta tappa, che comprende un'unica Sosta.



Fig. 3.19 - Tappa n.4, da Cimolais alla diga del Vajont

Accesso

da Cimolais verso il Passo di S. Osvaldo, lungo la strada 251.

Partenza: Cimolais (651 m):

Lat. N 46° 17' 12.40" -

Long. E 12° 26' 16.20"

Arrivo: Diga del Vajont

(723 m): Lat. N 46° 16' 06.25" -

Long. E 12° 19' 49.00"

Base topografica: carta topografica per escursionisti, Casa editrice

Tabacco: scala 1:25.000

021 "Dolomiti in sinistra Piave"

Quota minima: Cimolais, 651 m

Quota massima: Erto

(Trui dal Sciarbon), 1050 m

Dislivello totale in salita: 472 m

Dislivello totale in discesa: 400 m

Durata: 4 h

Lunghezza percorso: 11 km

Livello di difficoltà: T

GEOLOGIA DELLA VALLE

Le formazioni che affiorano nella valle del Vajont e nelle aree immediatamente circostanti appartengono ad un ampio periodo di tempo che va dal Triassico superiore all'Eocene. Durante il Giurassico l'area faceva parte di un profondo bacino in cui si accumulavano calcari a grana fine, con noduli di selce e faune pelagiche. A queste formazioni carbonatiche si intercalavano rocce clastiche o bioclastiche che si formavano nelle aree adiacenti, verso il Trentino e verso il Friuli, aree che erano invece caratterizzate da sedimentazione di piattaforma.

La struttura tettonica è molto complessa, per la presenza di ampie pieghe, spesso dislocate da numerose linee di faglia e sovrascorrimenti. All'altezza dell'abitato di Erto sul fondo valle affiora il Flysch eocenico: si tratta del nucleo di una struttura sinclinale, di cui il versante del monte Toc rappresenta il fianco meridionale. Su questo versante affiorano in continuità stratigrafica, i calcari del Vajont (calcari oolitici del Giurassico medio), la Formazione di Fonzaso (biocalcareni e calcari micritici selciferi del Giurassico superiore) e i calcari di Soccher (Cretacico).

In particolare le formazioni coinvolte nella frana sono i calcari di Soccher e la formazione di Fonzaso, scivolate su una superficie quasi coincidente con i livelli

superiori dei calcari del Vajont.

LA DIGA

La prima idea di costruire uno sbarramento in corrispondenza della valle del Vajont risale agli anni '30 del secolo scorso., la costruzione iniziò nel gennaio del 1957, le prime prove di invasamento risalgono al febbraio del 1960, in settembre la diga si può considerare ultimata. La sua altezza è di 261.6 metri: lo spessore alla base è di 27 metri, mentre sul coronamento è di soli 3.4 m. Al momento della costruzione era la più grande diga ad arco del mondo.

LA FRANA

È molto difficile sintetizzare in poche righe la vasta bibliografia sulle cause e sul meccanismo della frana dell'ottobre 1963. Semenza, nel 2001, riporta oltre 120 lavori sull'argomento, tra relazioni geologiche, articoli su riviste internazionali, tesi di laurea, libri. Va puntualizzato che il fenomeno delle grandi frane ad evoluzione estremamente veloce estremamente raro in natura, ma che la frana del Vajont non è un caso unico. La letteratura riporta alcuni casi, dovuti a cause del tutto naturali, come ad esempio la frana di Madison River, nel Montana che provocò uno sbarramento alto più di 60 m e la formazione di un lago o la colata di detrito del vulcano Nevado del Rio, in Bolivia, che distrusse alcuni villaggi, provocando circa 1000 morti.

Nel caso del Vajont le cause sono mol-

teplici, anche se è fuori dubbio che la creazione del bacino idroelettrico è stata una concausa importante, soprattutto in quanto ha alterato l'assetto idrologico della valle.

La struttura geologica del versante meridionale del M. Toc, con strati a franappoggio e la complessità tettonica dell'intera valle avevano già, durante passati tempi geologici, portato a importanti e frequenti fenomeni franosi.

Infatti la frana dell'ottobre 1963 è la riattivazione di un'antica frana post-glaciale, riconosciuta nell'agosto del 1959, a pochi mesi dell'inizio delle operazioni di riempimento dell'invaso (febbraio 1959). Nei mesi immediatamente succes-

sivi si verificarono numerosi e limitati smottamenti e il versante divenne oggetto di monitoraggio sugli spostamenti e modellazione.

Il 9 ottobre 1963, alle 23:39 l'intero versante franò, contemporaneamente, in pochi secondi (la velocità è stata valutata in almeno 20-30 m/sec) causando un'enorme ondata che, in corrispondenza del lato settentrionale della valle raggiunse la quota di 935 m, ovvero 100 m al di sopra del livello del coronamento della diga. Parte dell'acqua risalì la valle verso est, mentre la maggior parte dell'acqua, valutata in 25 milioni di mc, si riversò lungo la gola verso l'abitato di Longarone, che venne aggiunta e di-



Fig. 3.20 - La nicchia di frana sul versante settentrionale del m. Toc. Sulla destra la diga

strutta in pochissimi minuti. Le vittime furono quasi 2000.

La frana si è mossa lungo gli straterelli di argilla che si estendono con continuità su gran parte delle superficie di scivolamento. La presenza di argilla impermeabile, alternata a strati carbonatici fortemente permeabili all'interno della Formazione di Fonzaso ha condizionato la distribuzione delle pressioni all'interno della massa rocciosa, contribuendo al disequilibrio del versante.

SOSTA

Piazzale davanti al cornamento della Diga, presso il centro visite, oppure a Casso. Il paesaggio al di sopra delle diga è do-

minato dall'immensa nicchia di frana che si estende sul fianco settentrionale del Monte Toc (fig. 3.20). Il margine superiore ha un aspetto ondulato, che ricorda una lettera M maiuscola, il fronte di frana ha un'ampiezza in senso longitudinale di poco inferiore ai 2 km. Complessivamente sono scivolati per 400-450 m verso valle 280-300 milioni di m³ di roccia! La superficie, inclinata, come il versante, di 45°, non è mai più stata colonizzata dalla vegetazione, vi affiora roccia viva e per questo risulta ancora ben visibile.

In basso invece si distingue il corpo di frana, che è andato ad occupare tutto

il solco vallivo, addirittura risalendo lungo il versante settentrionale (fig. 3.21). Le immagini scattate nei giorni successivi al disastro consentono di osservare l'unitarietà del blocco roccioso perfino la continuità dei singoli strati. Nei 40 anni successivi questo materiale è stato solo limitatamente modificato dagli agenti atmosferici e colonizzato dalla vegetazione.

Sul versante destro vi è un alta parete, su cui affiorano i calcari del Vajont, utilizzata come palestra di roccia. L'affioramento del calcari appare nettamente stratificato, tranne un intervallo, potente alemno 10-12 m, al cui interno gli

strati risultano, convoluti, piegati in modo irregolare. Si tratta dei uno stato che rappresenta il risultato di una frana sottomarina, avvenuta nello stesso periodo geologico in cui si sono formati il Calcari del Vajont.



Fig. 3.20 - La parete rocciosa in destra orografica. In basso lo strato che rappresenta i depositi di una frana sottomarina



Fig. 3.21 - Il corpo di frana che sbarra la valle

BIBLIOGRAFIA

Carulli G.B. (a cura di) (2006)
Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000, con note illustrative. Regione autonoma Friuli Venezia Giulia, Selca (Firenze)

Ponton M., Carulli G.B. (2002)
Itinerario n. 4 Da Pordenone a Forni di Sopra. Soste 4.21, 4.22 In: Società Geologica Italiana - 9 Itinerari. Alpi e Prealpi Carniche e Giulie - Friuli Venezia Giulia. Guide Geologiche Regionali. BE-MA editrice, Milano, 187-192.

Scortegagna U., Zanetti M. (2008) -
Escursioni nel Parco Naturale delle Dolomiti Friulane. Cierre edizioni, 306 pg.

Semenza E. (2001) - *La Storia del Vaiont. Tecomproject (Ferrara), 279 pg.*

Elenco numeri utili e servizi:

Parco delle Dolomiti Friulane (Cimolais): 0427-87333

Centro visite di Forni di Sopra: 0433-88080

Centro visite Erto e Casso: 0427-87046

Autori:

Franco CUCCHI,
cucchi@univ.trieste.it,

Furio FINOCCHIARO,
finofu@univ.trieste.it

Dipartimento di Scienze Geologiche,
Ambientali e Marine, v. E. Weiss, 2,
Università degli Studi di Trieste,
34127 Trieste, Italy

