

GIUSEPPE BERRUTI*

**NOTE PRELIMINARI SULLA TETTONICA RECENTE
NELL'AUSTROALPINO
TRA LE LINEE DI PEJO E DEL MORTIROLO
(Brescia, Lombardia)****

RIASSUNTO - Vengono descritte alcune dislocazioni e deformazioni di versante riscontrate dall'Autore nei terreni dell'Austroalpino tra le Linee di Pejo e del Mortirolo (alta Val Camonica, Brescia). Le dislocazioni, interpretate come faglie normali o verticali e, in un caso, dubitativamente, trascorrente, sono inquadrabili, a giudizio dell'Autore, nella tettonogenesi recente delle Alpi Centrali, con una presumibile riattivazione indotta dal sollevamento differenziale in atto dal Terziario superiore, mentre le deformazioni di versante sono attribuibili alla decompressione prodotta dal ritiro di ghiacciai pleistocenici.

SUMMARY - *Preliminary note on the late tectonic in the austroalpine between the lines of Pejo and Mortirolo (Brescia, Lombardy).* The Author describes some disjunctive structures and slope deformations between the lines of Pejo and Mortirolo in Valcamonica. The disjunctive structures, attributable to the recent tectogenesis of the central Alps, are normal, vertical and, in only one case, strike-slip faults. They were probably reactivated by the Late Tertiary differential uplifting; while the slope deformations are attributable to the decompression caused by the retreat of the Pleistocene glaciers.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La zona in esame comprende le valli di Viso, delle Messi e di Canè (alta Val Camonica, Brescia), e ricade nelle Tavole IGM 1:25.000 Ponte di Legno (ed. 5/73), S. Caterina Valfurva (ed. 5/72), S. Antonio Morignone (ed. 3/31), Val Grande (ed. 5/72). La zona è pressochè integralmente inquadrata nei Fogli Adamello e M. Cevedale della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. I terreni affioranti appartengono alle unità litostutturali dell'Austroalpino superiore (fig. 1).

Contributi all'analisi dei caratteri strutturali della zona, anche se in prevalenza puntuali, sono di: TERMIER (1905), SALOMON (1908-10), CORNELIUS e FURLANI CORNELIUS (1930), BIANCHI e DAL PIAZ (1940), SCHIAVINATO (1948a e 1948b), ANDREAT-

* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

** Ricerca eseguita con il contributo del Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia. Ringrazio il Prof. Pier Luigi Vercesi, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia, per gli utili consigli e la discussione sul manoscritto.

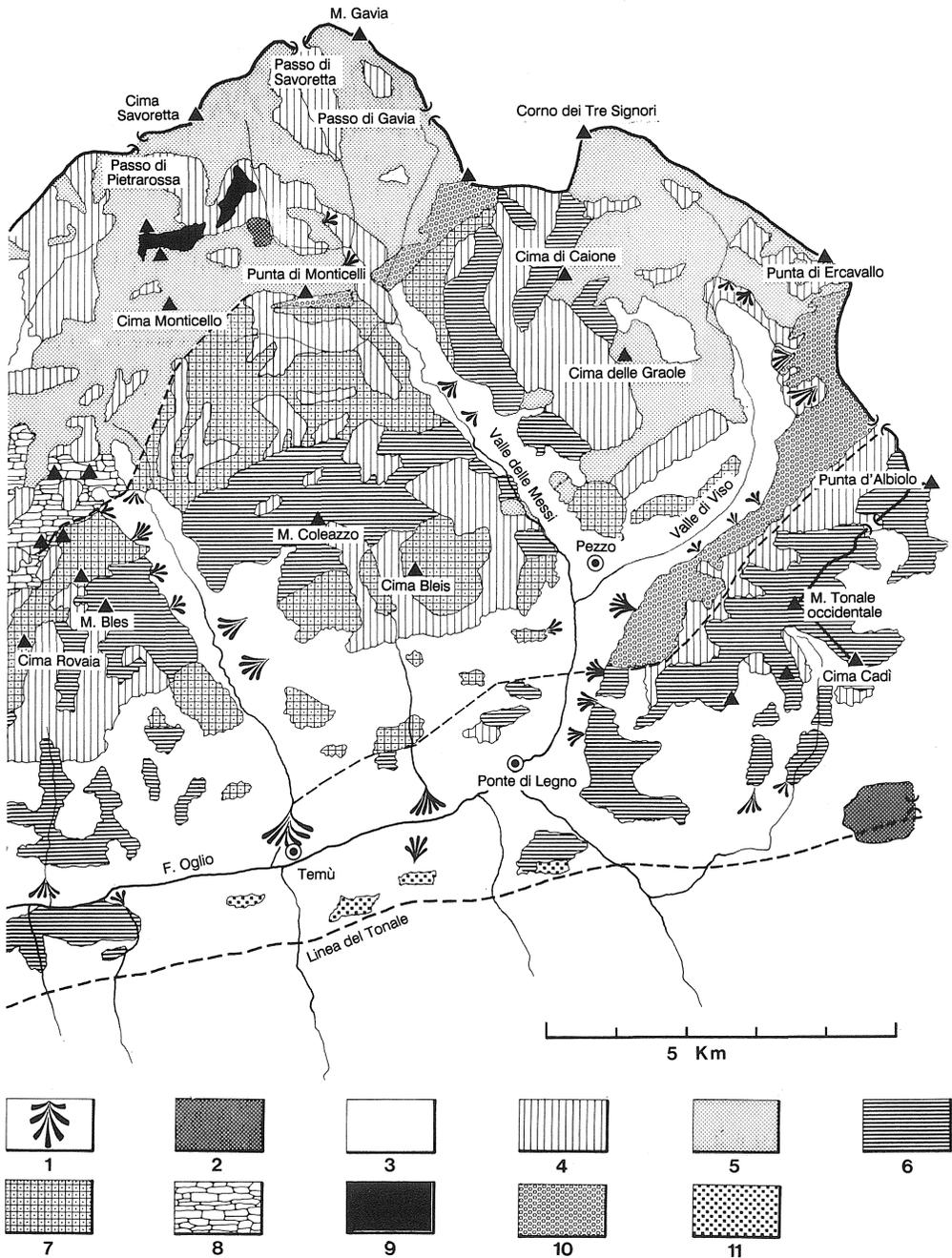


Fig. 1 - Carta geologica schematica della zona in esame. 1: conoidi di deiezione; 2: depositi palustri talora torbosi; 3: depositi morenici e detriti assestati; 4: detriti non assestati; 5: micascisti filladici e gneiss minuti; 6: «Serie del Tonale»; 7: micascisti muscovitici o a due miche, a granato e staurolite; 8: diorite del M. Serottini; 9: gneiss occhiadini; 10: quarziti, micascisti muscovitici e gneiss; 11: migmatiti di Vernuga.

TA (1946, 1954), ARGENTON *et al.* (1980), DAL PIAZ e MARTIN (1980), ZANFERRARI *et al.* (1982), DAL PIAZ *et al.* (1988).

Indicazioni sui caratteri generali della tettonica della zona sono inoltre contenute in lavori a scala regionale, ma per lo più su base prevalentemente cartografica, come nel caso della «Carta tettonica delle Alpi Meridionali» scala 1:200.000, 1982 (F.o Tirano a cura di F. Forcella; F.o Adamello e F.o Cevedale — partim — a cura di A. Castellarin e G. O. Gatto).

Tenuto conto del tema della presente nota è utile citare le interpretazioni di maggior rilievo.

I CORNELIUS (1930) dopo aver rilevato che «tutta la serie degli scisti cristallini» affioranti a nord della Linea del Tonale appartiene «sotto il profilo tettonico ad un'unica unità», dedicarono particolare attenzione alle pieghe presenti a livello macroscopico in tutte le dorsali della regione e attribuirono una consistente rilevanza al sovrascorrimento della «serie del Tonale» sulle altre unità affioranti a N e NW della serie.

BONSIGNORE e RAGNI (1971), mentre interpretarono l'unitarietà della struttura dell'Austroalpino anche a E della Val Grande (e quindi nella zona in esame) come l'espressione del fianco meridionale dell'*anticlinale valtellinese* Auct., distinsero all'interno di essa due unità lito-strutturali ad alto grado metamorfico («Gneiss del M. Tonale» e «Micascisti di Cima Rovala»), separati da altra unità a prevalente facies epi-mesozonale («Formazione della Punta di Pietra Rossa») dalla Linea del Montirolo. Ricordo incidentalmente che nella letteratura successiva — peraltro relativa all'alta Valtellina (da GORLA e POTENZA, 1975 sino a DEL MORO *et al.*, 1982) — la Formazione ora citata è stata in grandissima misura «assorbita» in quella degli «Gneiss di Val Grosina».

Sulla base delle conclusioni cui sono pervenuti DEL MORO *et al.* (1982) gli «Gneiss di Val Grosina» affiorerebbero solo a NW della Linea del Montirolo e, pertanto, nel territorio considerato in queste note, tra la Punta di Pietra Rossa e il lobo occidentale dell'alta Valmalza.

DAL PIAZ *et al.* (1988), infine, collocano i litotipi affioranti nella zona in esame nel «sistema austroalpino superiore» che comprende l'«unità basale del Tonale» — paragneiss, marmi, metabasiti, graniti gneissici — separata dalla Linea di Pejo dalla «falda dell'Ortler» costituita da quarzo-filliti, parascisti «molto regressi», micascisti con letti di marmi e metavulcaniti.

Un riferimento ad eventi neotettonici è contenuto soltanto nel lavoro di ZANFERRARI *et al.* (1982) peraltro relativo a parte della porzione più orientale della zona in esame, ove è indicato un sollevamento verticale differenziale «verosimilmente continuo durante tutto il Plio-Quaternario», più consistente per l'area a NW della Linea di Pejo.

Sulla base delle indicazioni contenute in alcuni dei lavori citati e dei rilevamenti che ho effettuato sul terreno, ritengo che un motivo tettonico di particolare significato (anche in rapporto all'oggetto di questa nota) sia costituito dalle frequenti pieghe (meso- e macroscopiche) rovesciate, isoclinali, vergenti a SE o SSE, con piani assiali sostanzialmente paralleli, con valori di inclinazione variabili ma, salvo eccezioni locali, attestati mediamente attorno a 45°. Episodi di assetto suborizzontale delle rocce — come nell'area compresa tra la Punta di Ercavallo (q. 3011 m) e l'anticima orientale della stessa (q. 3068 m), oppure alla Cima di Caione o in alcuni tratti della dorsale che si sviluppa verso SE a partire dalla cima medesima sino a quella delle Gràole — sono da interpretarsi come segmenti della zona di cerniera di anticlinali. All'opposto non mancano casi di assetti decisamente più inclinati della

media, grazie al concorso di fratture e/o faglie di rilevanza locale. Diverso e comunque più complesso l'assetto della fascia prossimale alla Linea del Tonale lungo la quale le pieghe tendono a raddrizzarsi o addirittura a capovolgere almeno in parte il verso di immersione, per retroflessione indotta dai movimenti, presumibilmente tardivi, lungo la Linea stessa.

La serie delle pieghe è da inquadrarsi, seguendo LAUBSCHER (1974), in una fase compressiva successiva a quella eo-alpina della messa in posto della falda austroalpina (in età Cretacica o Cretacico-Paleogenica), fase che l'Autore in un successivo lavoro (1985) colloca tra 11 e 8 Ma (Tortoniano-Messiniano -?-). La fase compressiva tardo-miocenica avrebbe infine manifestato, secondo LAUBSCHER (1988), un «ultimissimo sussulto» probabilmente tra 7 e 5 Ma (Messiniano), in particolare nell'area della «finestra dell'Engadina», a meno di un centinaio di chilometri a N della zona in esame.

La serie delle pieghe darebbe ragione del rovesciamento delle «facies» metamorfiche sia nel caso esposto da ARGENTON *et al.* (1980) per la sezione. S. Caterina Valfurva-Passo di Gavia-M. Gaviola, sia lungo altre direttrici.

Appare invece inquadrabile nella fase eo-alpina l'alternanza dei litotipi degli «Gneiss del M. Tonale» e dei «Micascisti di Cima Rovala», alternanza che si manifesta con un'ampia fascia dei primi, a direzione NE-SW, interposta ai secondi tra le pendici meridionali del M. Bles, attraverso la dorsale che separa la Val di Canè dalla Valle delle Messi (M. Coleazzo), e la sinistra idrografica di quest'ultima con ampi lembi affioranti tra il M. Gaviola e la Cima di Caione.

La fascia sembra interpretabile come un lembo residuo (*klippe*) della falda originaria, un lembo unitario e ininterrotto con un ragguardevole sviluppo lineare di oltre 7500 m. Ne conseguirebbe che gli affioramenti dei micascisti — litotipi che si collocano nella zoneografia metamorfica dell'Austroalpino superiore ad un «gradino» immediatamente meno intenso — assumerebbero il carattere di «finestra».

Osservo che il concetto stesso di *klippe* (= scoglio) è difficilmente conciliabile con una fascia tanto lungamente sviluppata e soprattutto così unitaria e ininterrotta. Appare più appropriato attribuirle il carattere di una scaglia tettonica, spostata per sovrascorrimento dalla posizione originaria per un tratto abbastanza limitato e assoggettata successivamente a piegamenti spesso accentuati nel corso della fase compressiva tardo-Miocenica.

Quanto al significato e all'importanza delle due Linee, del Mortirolo e di Pejo, la letteratura in proposito è ben nota. È da segnalare la tesi di DEL MORO *et al.* (1982) che associa in un'unica unità strutturale i litotipi degli «Gneiss del M. Tonale» e di quelli inclusi nei «Micascisti di Cima Rovala»; ne conseguirebbe che la Linea di Pejo assumerebbe il carattere di una dislocazione prodotta dalla compressione eo-alpina *all'interno* di una medesima unità strutturale e non di un limite tettonico tra due unità strutturali diverse e distinte. Come ho ricordato in precedenza, secondo DAL PIAZ *et al.* (1988), la Linea è costituita da una estesa «zona di taglio» ad angolo medio, immersa a sud, zona che separa l'«unità basale del Tonale» dalla «falda dell'Ortler»: la scaglia tettonica cui ho prima accennato dovrebbe pertanto interpretarsi come il prodotto di una disgiunzione da sovrascorrimento.

La Linea del Mortirolo, per il breve tratto compreso nella regione in esame, a differenza della Linea di Pejo, non sembra qualificarsi con evidenze di eventi dinamici così accentuati come quelli indicati da BONSIGNORE e RAGNI (1971) per il lungo tratto della Linea più a ovest: altrettanto si dica per quanto concerne indizi morfologici correlabili ad eventi di tale natura. Nel corso dei rilevamenti che ho effettuato alla testata della Val di Canè, in particolare lungo i versanti S, SE e

SSE delle cime del Tirlo e di quelle di Glere, e lungo la destra idrografica della Valzaròten, il passaggio dai micascisti muscovitici rosso-scuro e granati con intercalazioni di sottili letti quarziticici («Micascisti di Cima Rovaia») agli gneiss fittamente laminati di color grigio-chiaro alla frattura («Gneiss di Val Grosina») è risultato tanto evidente quanto non interessato da disturbi tettonici. Se ne dovrebbe dedurre che, quanto meno a ENE della Val Grande, la Linea del Mortirolo assumerebbe soltanto il carattere di un contatto tra unità lito-strutturali diverse ma affioranti in successione normale.

DESCRIZIONE DI ELEMENTI MORFOSTRUTTURALI RECENTI

I rilevamenti sul terreno effettuati tra il 1988 e il 1990, sulla base delle indicazioni emerse dalla interpretazione da foto aeree, mi hanno consentito di riscontrare — oltre ad alcuni casi di lineamenti non qualificabili sotto il profilo tettonico o di dubbia interpretazione — la presenza di dislocazioni caratterizzate da un andamento rettilineo e lineare, intersecanti sia i motivi strutturali eo-alpidici che pieghe tardo-Mioceniche; nonché di alcuni casi di deformazione di versante. Si tenta qui di seguito un inquadramento cronologico per alcuni degli elementi considerati.

La descrizione inizia dagli elementi rilevati nell'alta Valle di Viso e procede da E verso W sino alla Val di Canè.

Lineamento del lago Ercavallo di q. 2621 m

Un marcato solco regolarmente rettilineo a direzione NE-SW si sviluppa per circa 250 m lungo il versante NE della dorsale denominata Montagna di Ercavallo (Tavoletta IGM 1:25.000 S. Caterina Valfurva, ed. 5/72), ne interseca la cresta nei pressi del punto di q. 2875 m, dando luogo ad una netta incisione nella cresta stessa con intensa fratturazione e deformazione delle rocce. Il solco prosegue, incassato tra due pareti rocciose subverticali, lungo il versante SW della Montagna, dando luogo ad un esteso cono di deiezione che raggiunge il bordo settentrionale del lago di Ercavallo di q. 2621 m. A valle del lago il solco ne ospita l'emissario, interseca pressoché ortogonalmente la scarpata principale della testata della Valle di Viso, scarpata la cui fronte si eleva per circa 300 m. Nel tratto interessato dal solco la scarpata è decisamente arcuata verso NE: non è parso agevole distinguere se tale assetto sia l'effetto della dislocazione o dell'arretramento per erosione della scarpata stessa (fig. 2).

Il solco continua, mantenendo un costante andamento rettilineo, attraverso il fondo valle lungo l'opposto versante, a N e poi NW della Malga del Forgnuncolo per una complessiva lunghezza di circa 3500 m (fig. 3).

Lungo entrambi i tratti frontistanti il solco scorrono due corsi d'acqua il maggiore dei quali (NE) è alimentato, come s'è detto, dal lago di q. 2621 m, oltre che da minori torrenti provenienti da NW.

Il rilevamento sul terreno ha consentito di accertare inoltre i seguenti elementi:

1) l'incisione lungo la scarpata si caratterizza come l'effetto di una violenta frattura che ha energicamente disarticolato e disaggregato le rocce dando luogo ad accumuli successivi di enormi massi accatastati caoticamente lungo il fronte della

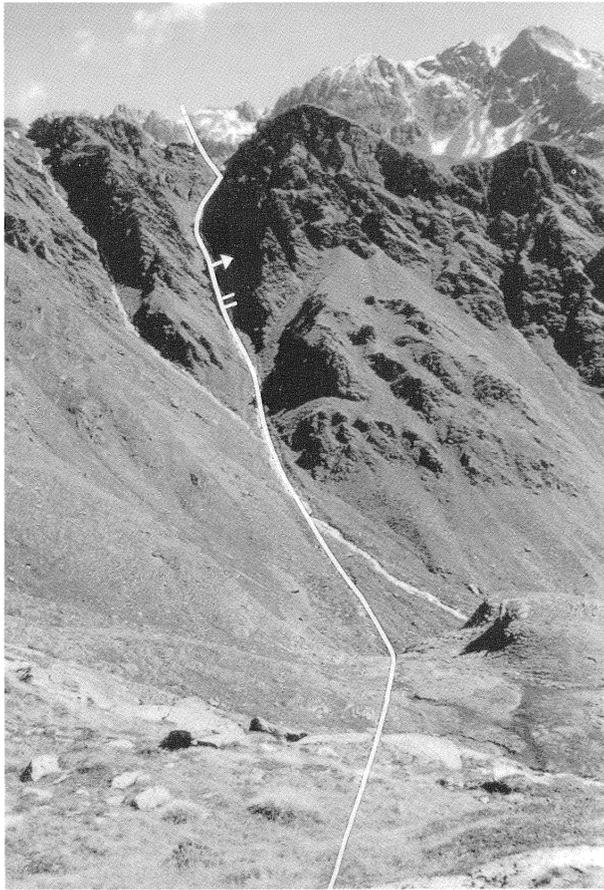


Fig. 2 - Faglia del lago di Ercavallo di q. 2621 m, tratto NE.

scarpata, specie nella parte più alta della zona interessata dalla frattura. Tale zona presenta un'ampiezza di oltre 140 m nel tratto superiore della scarpata, mentre si restringe gradualmente verso il basso sino a misurare un'ampiezza di circa 25 m alla base;

2) sull'opposto versante vallivo il solco prosegue, come s'è detto, marcato e rigidamente rettilineo, a partire dalla q. 2110 m sino ad un ripiano a 2340 m circa a NE della Baita di Forgnuncolo, per riprendere poi sino all'ampia sella incisa nelle rocce del versante SE della dorsale culminante nella cima delle Gràole, a q. 2590 m circa.

Lungo il solco, tra la q. 2110 m e il ripiano, si riscontrano in successione, nei micascisti immersi omogeneamente a SE, inclinazione 45° - 50° , piani di taglio subverticali di apprezzabile ampiezza, specchi di faglia distribuiti in più punti (la loro superficie non supera in genere gli $0,80 \text{ m}^2$): in due di questi si notano sottilissime strie subverticali di quarzo, dirette a SSE. Sono infine da segnalare una serie di nette «interruzioni» che rompono seccamente l'uniformità del pendio roccioso

tra le quote 2280 e 2390 m: esse si qualificano come il risultato di una netta disgiunzione a rigetto verticale che ha reciso le rocce affioranti ai lati. Degno di nota il fatto che le rocce stesse, sia a monte che a valle, sono uniformemente lisce o levigate dai ghiacciai pleistocenici. A SE del ripiano sopra citato, la dislocazione ha interessato in termini analoghi le rocce del pendio, rispettivamente a q. 2390 m circa e alla già ricordata sella incisa a q. 2590 m circa.

Tutte le interruzioni si presentano allineate lungo la medesima, rettilinea direttrice NE-SW del solco che inizia dal versante NE della Montagna di Ercavallo.

Il lineamento corrisponde pertanto ad una faglia normale subverticale che, nel suo decorso lungo il versante destro dell'alta Valle di Viso, ha dislocato le rocce modellate dai ghiacciai pleistocenici dando luogo ad una successione altitudinale di gradini morfologici alle quote prima indicate.

Va infine rilevato che in corrispondenza del limite SW della faglia e più esattamente poco più in basso della base del versante roccioso della Cima delle Gràole (SE) e a valle dei ruderi del punto di q. 2533 m, si succedono cinque scarpatine tra loro parallele (lunghezza media 180-250 m) a direzione NE-SW. L'argomento

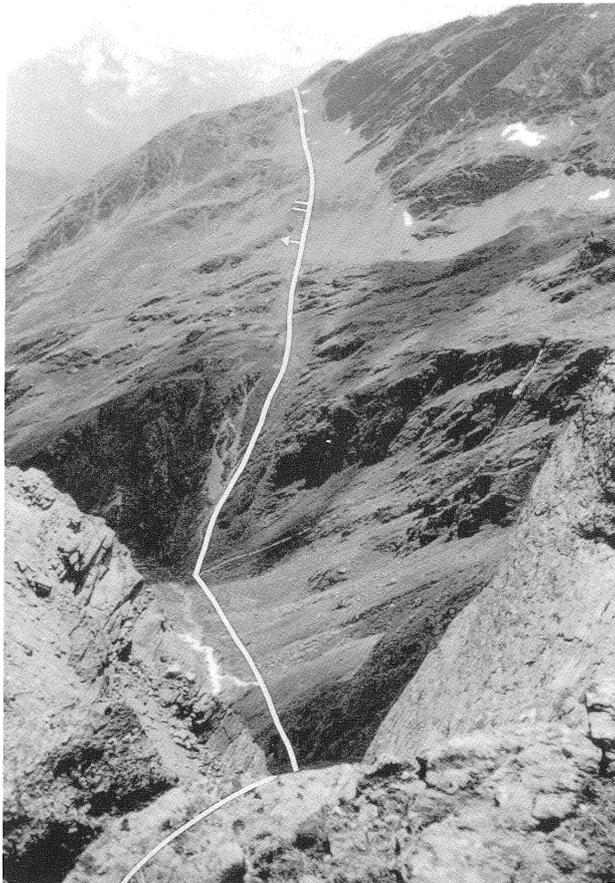


Fig. 3 - Faglia del lago di Ercavallo di q. 2621 m, tratto SW.

verrà ripreso successivamente nel quadro delle deformazioni di versante riscontrate nella culminazione sopra citata.

Lineamento del lago di Caione

Il lineamento, ben individuabile sulle foto aeree, inizia con l'ampia sella, q. 3044 m, coincidente con il punto di massima depressione del tratto di cresta che, con direzione NNE-SSW, congiunge la Cima di Caione, q. 3140 m, con la culminazione senza nome di q. 3138 m posta a N della cima stessa: la culminazione segna il limite meridionale della lunga cresta rocciosa che, dapprima con direzione SSW e quindi con lieve diversione a SSE, si collega alla vetta del Corno dei Tre Signori.

Il lineamento si svolge con direzione W-E sino al lago di Ercavallo di q. 2621 m, con uno sviluppo lineare complessivo di circa 1950 m (fig. 4).



Fig. 4 - Allineamento dei laghetti lungo la faglia del lago di Caione.



Fig. 5 - Specchio di faglia lungo la dislocazione del lago di Caione.

Il rilevamento sul terreno ha consentito di accertare i seguenti elementi:

1) a circa 250 m a NNE della sella di q. 3044 m, più precisamente a partire dalla citata culminazione di q. 3138 m, una diramazione della cresta già citata del Corno dei Tre Signori (alla base affiorano gli «Gneiss del M. Tonale» cui si sovrappongono micascisti) si protende rettilinea con direzione E per circa 800 m, affiancando a N la conca del lago di Caione. Lungo la base meridionale del costone roccioso in questione, si estende una fascia di cataclasiti per una lunghezza di circa 320 m, con una potenza media compresa tra 6 e 8 m; il grado di deformazione della roccia è molto elevato sino a zone di intensa milonisi. All'altezza della zona centrale della riva settentrionale del lago la fascia è interrotta da un ampio specchio di faglia con frequenti, minute lamine di quarzo disposte irregolarmente ma nel complesso subverticali;

2) alla base del limite orientale del costone, lungo un ripido valloncetto, tra le quote 2865 m circa e 2840 m circa è esposto un ampio specchio di faglia che si sviluppa in lunghezza per circa 25 m e in altezza per circa 7,5 m. La roccia interessata è costituita da granito gneissico dal colore biancastro: lungo il piano di faglia (diretto W-E), molto levigato, si notano marcate e fitte striature e/o ripetute «linee» verticali intensamente cloritizzate, ortogonali alla direzione del piano di faglia (fig. 5). Il valloncetto si colloca a circa 220 m a NW dei laghetti di q. 2745 m circa e q. 2740 m;

3) ad E del lago di Caione le rocce sono fortemente fratturate dando luogo ad una netta incisione che consente alle acque del lago di incanalarsi in una depres-

sione dal decorso parallelo al valloncetto cui si è accennato nel punto precedente. La depressione, prima stretta e ripida ed in seguito via via più ampia e dal fondo meno inclinato, si sviluppa rettilinea nella direzione già indicata. Lungo il suo corso, tra i laghetti di q. 2740 m e di q. 2643 m, si rinvengono, caoticamente distribuiti sul fondo della depressione, numerosi elementi di cerniere di pieghe mesoscopiche troncate e staccate dai banchi rocciosi circostanti, banchi che ne conservano sezioni rimaste in posto. Le dimensioni degli elementi sono apprezzabili: tra 180 e 230 cm;

4) nel solco della depressione che si apre a ventaglio qualche centinaio di m a WSW del lago di Ercavallo di q. 2621 m si allineano tre laghetti rispettivamente alle quote 2745 m, 2740 m, 2643 m e infine il già citato lago di q. 2621 m.

Gli elementi rilevati consentono di qualificare il lineamento come una faglia normale. La dislocazione coincide presumibilmente, nel tratto iniziale, con il «fronte locale di scorrimento» segnalato da SCHIAVINATO (1948b) a N della cima di Caione, con la marcata milonitizzazione di un filone pegmatitico. È tuttavia risultato evidente dal rilevamento non soltanto che la dislocazione coinvolge anche le altre rocce affioranti lungo la stessa direttrice, ma soprattutto la ben maggiore dimensione del suo sviluppo lineare.

La faglia si colloca certamente in una fase posteriore a quella eo-alpida quanto a quella miocenica, intersecandone tutte le strutture, anche violentemente, come nei casi delle pieghe mesoscopiche indicate in precedenza.

Lineamento del piano di Ercavallo

L'esame delle foto aeree ha posto in evidenza — tra la cresta SSW del Corno dei Tre Signori, attraverso il cosiddetto Piano di Ercavallo (il toponimo è indicato nelle citate Tavole IGM Ponte di Legno e S. Caterina di Valfurva), e la cresta SSE della Punta di Ercavallo di q. 3068 — un allineamento dei seguenti elementi successivamente analizzati sul terreno, a direzione WNW-ESE;

1) un netto intaglio lungo la cresta SSW del Corno dei Tre Signori, a q. 3050 m circa, poco a monte della culminazione senza nome di q. 3164 m: le rocce interessate dall'intaglio, alla cui base si estende un ampio cono detritico, sono intensamente fratturate;

2) un largo vallone che dalla base dell'intaglio si sviluppa verso ESE per oltre 350 m. Al centro del vallone, a q. 2840 m circa, un ampio affioramento roccioso è interessato da uno specchio di faglia, con una lunghezza di circa 18 m e un'altezza media di circa 3,5 m, perfettamente allineato all'intaglio. La superficie dell'intaglio presenta una fitta serie di tettoglifi — lamine di quarzo di circa $3 \div 4 \text{ cm}^2$ — disposti in senso verticale;

3) dopo un tratto a dossi rocciosi, il vallone riprende sino a concludersi al lago di q. 2643 cui fa seguito;

4) una successione di scoscese e imponenti scarpate (tra esse si colloca quella intersecata dalla dislocazione presa in esame nel prg. *Lineamento del lago di Ercavallo di q. 2621 m*) disposte alla testata e lungo l'alto fianco orientale della Valle di Viso. Le scarpate iniziano a SW e proseguono a SE del lago di q. 2621 m e del Baitello di Ercavallo (fig. 6).



Fig. 6 - Faglia del Piano di Ercavallo e scarpata della Valle di Viso (per la simbologia adottata si veda la legenda di fig. 15).

I banchi rocciosi (micascisti) della serie di scarpate immergono omogeneamente a SE, così che — rispetto al profilo del versante e pertanto alla linea di massima pendenza — assumono l'aspetto di una contropendenza diagonale.

La serie delle scarpate si interrompe per circa 250 m lungo la base del circo glaciale sospeso del Pozzo della Conca, dalla quale si sviluppa un ripidissimo pendio detritico ed erboso sino al fondo valle. Subito a SE della base del circo, e quindi con una direttrice identica a quella dell'allineamento complessivo, una lunga frattura rettilinea interseca il versante occidentale della cresta SSE della Punta di Ercavallo di q. 3068 m sino ad interessare con un netto intaglio (sella a V) la cresta stessa al punto di q. 2873 m.

È degna di nota, infine, la serie di piani di taglio subverticali (inclinazione 80° - 85°) esposti lungo il fronte della scarpata disposta a SE del citato Baitello, distribuiti in particolare tra le isoipse 2550 m e 2370 m circa e qualificabili come liscioni di faglia.

Gli elementi rilevati sembrano concorrere a configurare una rilevante dislocazione la cui manifestazione più marcata è costituita dalla serie delle scarpate della testata e dell'alto fianco orientale della Valle di Viso, l'altezza delle quali è compresa tra i 250 e i 300 m.

Se l'origine delle scarpate principali appare inquadrabile nei movimenti prodotti da una dislocazione a rigetto subverticale che, come s'è detto, prosegue a ESE del Pozzo della Conca intersecando nettamente il versante occidentale della cresta SSE della Punta di Ercavallo — con uno sviluppo lineare complessivo di oltre 4500 m — non può escludersi il concorso di un processo di deformazione del versante orientale dell'alta Valle di Viso, a carattere gravitativo. Un allineamento di brevi scarpate, con un'altezza minore (non superiore a circa 50 m), si nota infatti al disopra

dell'allineamento esaminato, e cioè a NE del Baitello nonchè ai due lati del Pozzo della Conca tra le isoipse 2620 e 2670 m.

Quanto all'età degli eventi è da rilevare innanzitutto che la serie delle scarpate principali è sottesa al vasto falsopiano dei laghi di Ercavallo (il cosiddetto Piano di Ercavallo) e al circo sospeso più volte citato: vale a dire a consistenti zone di accumulo dei ghiacciai pleistocenici. L'assenza di indizi di modellamento glaciale lungo il fronte delle scarpate accrediterebbe l'ipotesi di una successione di eventi nel senso che la/le deformazione/i del versante — prodottesi in età post-Würm — sarebbero state favorite (o predisposte) da una faglia a rigetto pressochè verticale prodotta dal sollevamento della porzione settentrionale dell'area esaminata.

Allineamento delle Case degli Orti (Valle delle Messi)

L'allineamento, a direzione NNW-SSE, ha origine poco a valle del dosso di q. 2427 m emergente quasi al centro del grande circo glaciale disposto tra il M. Gaviola e la Cima di Caione. È caratterizzato da un solco che interseca la zona inferiore del fondo del circo e prosegue a valle della strada statale del Gavia, poco a E delle baite di Caione, terminando a circa 250 m a NE delle Case degli Orti sulla sinistra idrografica della bassa Valle delle Messi. Il solco è affiancato, nel tratto sottostante la strada del Gavia, da un marcato costone della lunghezza di circa 270 m.

Nel tratto compreso tra le quote 1950 e 1780 m il solco assume il carattere di una forte incisione con un'estesa zona di frana attiva sul lato orientale.

Tenendo conto della struttura del reticolo idrografico della zona in esame, è da escludere che il solco abbia avuto origine per erosione. Al tempo stesso dal rilevamento sul terreno non sono emersi indizi idonei ad attribuire all'allineamento un chiaro carattere di elemento qualificato sotto il profilo morfotettonico, anche se non deve escludersi la presenza di una lunga frattura.

Lineamento del Rio Gaviola (Valle delle Messi)

Il decorso rettilineo del lineamento in esame, a direzione NNE-SSW, si può seguire dal lago Bianco (poco a E dell'invaso) da dove, sempre più marcato, prosegue a circa 300 m a E del rifugio Bonetta nei pressi del passo di Gavia, e infine lungo il corso del rio Gaviola sino alla confluenza di questo nel torrente Frigidolfo (sin. idrografica della Val delle Messi) (fig. 7).

Il rilevamento sul terreno ha consentito di interpretare il lineamento come una faglia a carattere normale che interseca sia le filladi che le quarziti della «serie di Pejo» secondo HAMMER (1905), con un piano concordante con l'immersione a SE dei banchi. L'inclinazione del piano è mediamente compresa tra 45° e 55° con tratti nei quali si registrano valori superiori a 60°.

Poco a NE dei ruderi delle baite Gaviola una piega mesoscopica, con asse diretto NNE-SSW, si colloca lungo il corso della dislocazione. Poco a NW della località citata è esposto un ampio specchio di faglia con tettofoli costituiti da minute scaglie di quarzo disposte a gradino che indicano trattarsi di faglia normale. Essa interseca pressochè ortogonalmente le strutture della falda ed è pertanto successiva alla messa in posto di questa.

È da rilevare che la dislocazione decorre lungo il ripido versante roccioso sotteso all'ampia e arcuata depressione che si estende a sud del passo Gavia, depressione che si qualifica come una sella di transfluenza delle colate glaciali pleistoceniche

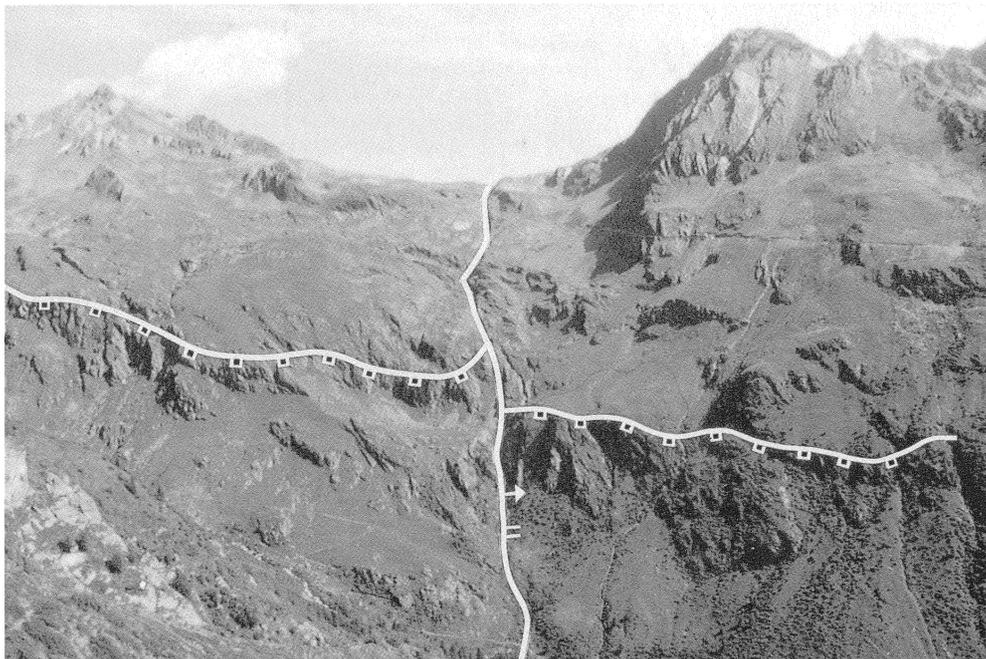


Fig. 7 - Faglia del rio Gaviola.

dall'acrocorno del sistema Gavia-Corno dei Tre Signori-Tresero-S. Matteo nel bacino della Valle delle Messi. La faglia interseca infatti le rocce lisce o levigate affioranti lungo la presumibile zona a seracchi sottesa alla sella.

Lineamenti vallone del Passo di Savoretta-Valle delle Messi

Il regolare allineamento a direzione NW-SE della dorsale che delimita la destra idrografica del vallone che, poco a NW del lago Nero, sale al passo di Savoretta, con la valle delle Messi, emerge con evidenza dalle foto aeree¹. Lo sviluppo in lunghezza dell'allineamento è complessivamente di circa 8650 m.

Ad est della dorsale sopra indicata (direzione N 320°) il vallone è delimitato da altra dorsale (direzione N 350°) che termina poco a NW del lago Nero.

Il rilevamento sul terreno ha consentito di accertare la presenza di numerosi elementi morfostrutturali: nel contempo sono emersi complessi rapporti con la faglia del rio Gaviola esaminata in precedenza. Anche per tale ragione è utile distinguere gli elementi che compongono rispettivamente (fig. 8):

- il lineamento dorsale destra del vallone-scarpata delle Baite di Valmalza-Valle delle Messi;
- il lineamento dorsale sinistra del vallone-lago Nero.

¹ Ringrazio per i suggerimenti in proposito il Dott. Carlo Baroni, Conservatore della Sezione Scienze della Terra del Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia.

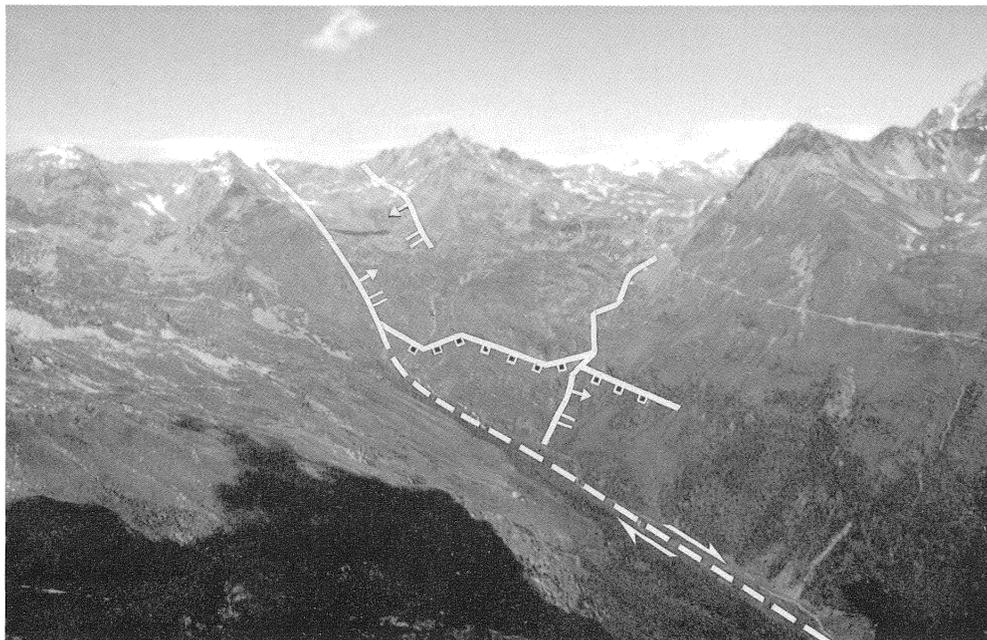


Fig. 8 - La faglia del vallone del Passo di Savoretta, del rio Gaviola e la scarpata alla testata della Valle delle Messi.

Elementi del primo lineamento

1) Il netto intaglio di cresta tra il Passo di Savoretta e la culminazione di q. 3101 m con la quale inizia la dorsale, intaglio che si estende ad arco per circa 175 m e si sviluppa verso valle (SE) con un ripido e svasato canale roccioso e detritico, per circa 100 m, tra le isoipse 3010 e 2900. L'inclinazione delle rocce affioranti lungo il canale (e fortemente fratturate come lungo la linea di cresta) è di circa 55°.

2) La dorsale destra del vallone che si sviluppa per circa 2400 m dalla culminazione prima citata sino all'isoipsa di 2500 m in corrispondenza della quale la dorsale ha termine ed inizia l'estesa scarpata soprastante le Baite di Valmalza. I caratteri morfostrutturali più significativi della dorsale sono costituiti da:

- a) frequenti discontinuità altimetriche della linea di cresta, presumibilmente provocate da crolli di blocchi per fratture locali;
- b) ripetuti mutamenti dell'immersione dei banchi rocciosi, interpretabili come fianchi di pieghe mesoscopiche, vergenti a NW, con valori di inclinazione compresi tra 40° e 50°;
- c) un ampio specchio di faglia, la superficie è stimabile tra i 35 e i 45 m², verso la base della culminazione di q. 3101 m, tra i 2810 e i 2850 m circa. Mentre le rocce circostanti immergono a N 160° il piano di faglia immerge a N 80° con un'inclinazione di circa 80°;

d) altri specchi di faglia — interessati da tettoglifi costituiti da sottilissime striature subverticali di quarzo, con superfici comprese tra 5 e 8 m² circa — si riscontrano su grandi massi di frana di stacco dal versante della culminazione più meridionale della dorsale, q. 2773 m. Segmenti irregolari di specchi di faglia sono infine esposti, ben allineati con quelli indicati in precedenza, lungo altri tratti della fascia rocciosa basale del versante E della dorsale.

Se ne può in complesso dedurre che il piano della faglia, a carattere normale, abbassa a NE e si colloca omogeneamente lungo la fascia in questione, mantenendo sostanzialmente inalterata la direzione N 330°.

A tale proposito risulta significativo il fatto che le rocce del fondo del vallone, affioranti con buona frequenza tra la copertura morenica e detritica, rocce levigate o lisciate e/o montonate dai ghiacciai pleistocenici, non siano interessate da deformazioni tettoniche.

3) La scarpata subverticale sovrastante le Baite di Valmalza nell'alta Valle delle Messi. La scarpata si estende per circa 1950 m, secondo una direzione analoga a quella della dorsale per i primi 900 m circa: vale a dire tra la base SE della dorsale e il maggior fascio di diaclasi lungo le quali precipitano le alte cascate cui accennerò tra poco. Da tale punto sino all'altezza del rio Gaviola — per poco più di 600 m — la scarpata assume una direttrice ENE-WSW. Nel tratto successivo, circa 450 m, la direzione torna a coincidere con quella del tratto iniziale.

L'altezza media della fronte è di circa 370 m nei primi 1300-1350 m, per ridursi successivamente a meno di 80-90 m.

È presumibile che all'origine della deviazione della direzione nel tratto intermedio abbia concorso la dislocazione del rio Gaviola, ma non è da escludere che in una fase iniziale l'angolo di deviazione fosse più contenuto. L'assetto attuale della scarpata è certamente e in buona misura conseguente all'arretramento della fronte per effetto dell'erosione. La scarpata è infatti ripetutamente interessata da lunghe e profonde diaclasi (la maggiore, alla sommità, è preceduta da un lungo solco a pareti subverticali diretto a N per alcune decine di m) che ne intersecano quasi verticalmente la fronte. Le diaclasi maggiori ospitano le cascate alimentate dai torrenti del vallone del Passo di Savoretta, di quello ad E di esso, nonché dalle acque dell'emissario del lago Nero e infine del rio Gaviola.

4) La Valle delle Messi che, con uno sviluppo di circa 6250 m, ripropone con regolarità il «motivo» dell'allineamento espresso dalla dorsale: la direzione è N 320 ÷ 325°. Sembra proponibile una diretta correlazione tra la dislocazione del vallone di Savoretta e il solco vallivo in esame, nel senso che la dislocazione ha guidato o controllato l'origine della Valle.

L'analisi dei caratteri strutturali del reticolo idrografico della Valle delle Messi sembra tuttavia porre in evidenza movimenti che potrebbero aver mutato almeno in parte il carattere della dislocazione considerata in precedenza.

Appare in proposito significativo il tratto vallivo a SE del punto di confluenza del rio Gaviola nel T. Frigidolfo (fig. 9). I principali affluenti della destra idrografica si immettono nel torrente assumendo nei rispettivi tratti terminali una forma a gomito uncinato rivolto a valle; almeno quattro affluenti della sinistra confluiscono controcorrente nella linea di impluvio principale con una forma identica, salvo che il gomito è rivolto a monte.

In ragione di tali elementi, pur se l'origine della Valle delle Messi sembra riconducibile alla dislocazione che interessa la destra idrografica del vallone del Passo

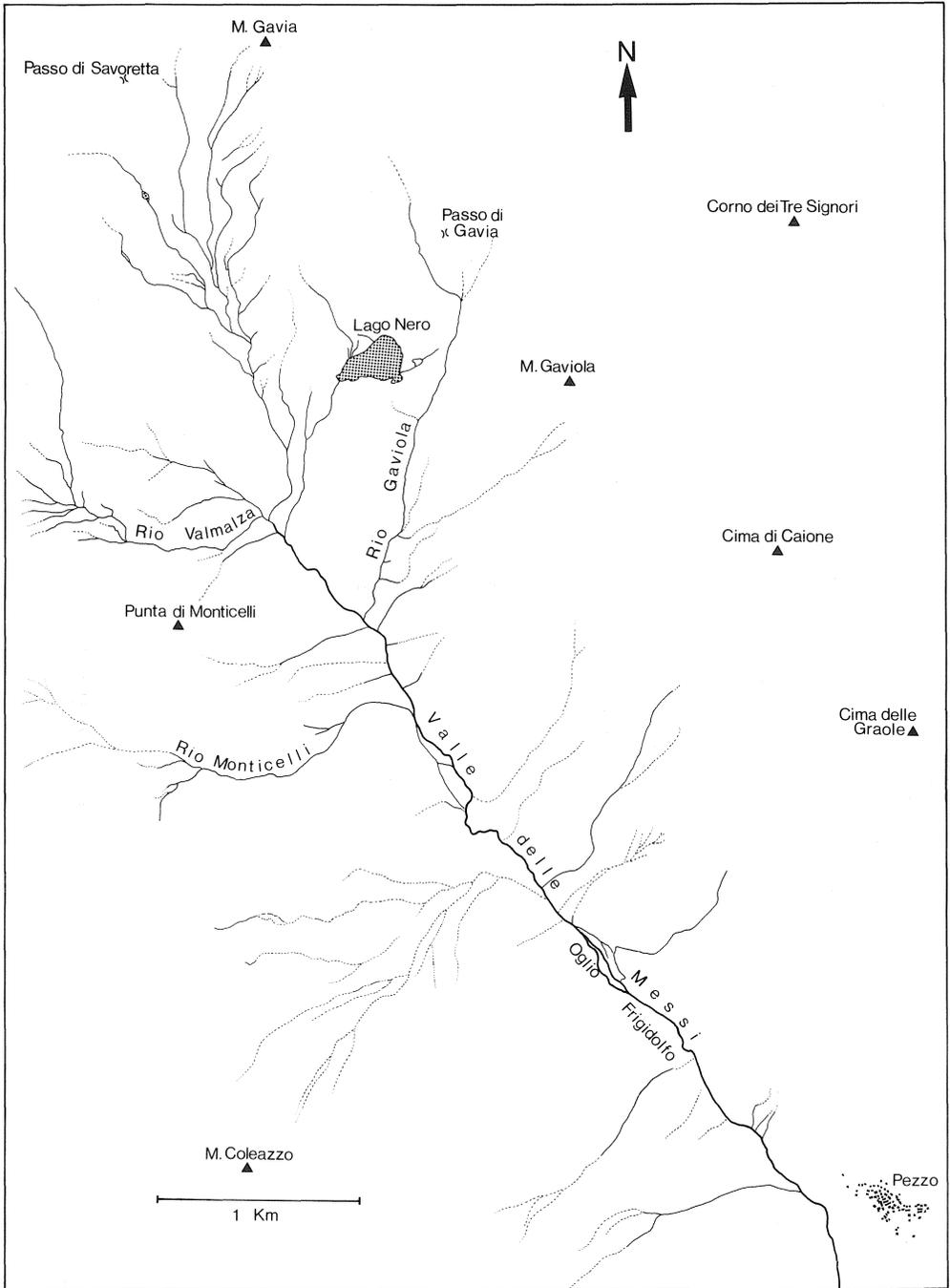


Fig. 9 - Bacino idrografico del F. Oglio Frigidolfo.

di Savoretta, è proponibile l'ipotesi che la dislocazione abbia assunto, lungo la Valle, il carattere di una trascorrente destra. È da tener presente che la direttrice prevalente degli affluenti in esame è omologa a quella degli strati (NE-SW), salvo che nel caso dei due affluenti più settentrionali della destra idrografica che assumono una direttrice NW-SE nel tratto successivo al «gomito». La consistente densità della vegetazione ad *Alnus viridis* che colonizza gran parte dell'area in cui sono incisi gli affluenti rende molto difficile verificare se vi siano fenomeni di torsione nei banchi di micascisti: tuttavia mi sembra possibile avanzare un'altra ipotesi, nel senso che in corrispondenza delle uncinature degli affluenti sia presente un fitto reticolo di faglie intersecanti il lineamento principale con valori che in media risultano superiori ai 40° (faglie di Riedel antitetiche).

Nel quadro certamente complesso che ho cercato di delineare può collocarsi forse anche il rapporto tra la faglia del rio Gaviola e il lineamento dorsale destra del vallone del passo di Savoretta-Valle delle Messi. È da notare che la direttrice dell'affluente frontistante il rio Gaviola (il rio di Monticelli) presenta una deviazione (uncino rivolto a valle) nel tratto terminale. L'affluente in questione potrebbe corrispondere all'incisione prodotta da un'originaria prosecuzione della faglia del rio Gaviola lungo il versante opposto della Valle delle Messi, prosecuzione il cui decorso sarebbe stato deformato dai movimenti intervenuti lungo il lineamento esaminato, nel tratto costituito dalla Valle delle Messi. Ma è da osservare che gli elementi morfologici e strutturali che caratterizzano la dislocazione del rio Gaviola non sembrano conciliarsi con un'età anteriore a quella del lineamento correlato alla dislocazione «Savoretta-Valle delle Messi».

Il rapporto tra il lineamento in questione e la faglia del rio Gaviola si presenta non meno interessante se si tien conto dell'esistenza di un secondo lineamento che si identifica con la dorsale sinistra del vallone di Savoretta, dorsale che inizia con il M. Gavia e termina poco a NW del lago Nero, con una lunghezza complessiva di circa 1800 m.

Come si è detto nella premessa a questo capitolo la direzione della dorsale in questione, N 350°, non è apprezzabilmente difforme da quella della dorsale destra N 320°.

Elementi del secondo lineamento

1) Un articolato intaglio di cresta tra l'antecima NW, q. 3195 m, del M. Gavia e la culminazione senza nome di q. 3096 (ad ovest della precedente) alla quale sottende un ripido (pendenza 50°) e svasato pendio detritico: le rocce che orlano la cresta sono intensamente fratturate con livelli a forte deformazione;

2) la dorsale sinistra del vallone la quale ha il suo punto più elevato, a nord, nel M. Gavia (q. 3223 m) e termina poco a NW del lago Nero, dopo circa 1800 m, all'altezza dell'isoipsa 2500. La dorsale è molto articolata nel suo tratto più settentrionale, con una successione di culminazioni separate da netti e profondi intagli subverticali, con discontinuità altimetriche decisamente superiori a quelle riscontrate nella dorsale destra.

Anche in questo caso le discontinuità sono attribuibili a crolli provocati da fratture locali e favoriti da un grado medio di inclinazione dei banchi di gneiss e filladi che si può stimare tra i 70° e gli 80°. L'immersione delle rocce a SE è uniforme per tutta la lunghezza della dorsale e non ho accertato variazioni in proposito;

3) sul versante WSW del M. Gavia, tra i 3050 e i 3120 m circa, è esposto un piano di taglio subverticale che, volto a SW e perciò in direzione del solco del vallone, taglia in discordanza i banchi immersi a SE. L'altezza del piano di taglio è stimabile in circa 40-45 m e la larghezza attorno a 30 m: piani di taglio analoghi, ma di minori dimensioni, sono esposti lungo tratti successivi del versante occidentale della dorsale.

In complesso se ne può dedurre che anche lungo la dorsale sinistra del vallone si ha una dislocazione normale con un angolo particolarmente elevato.

Sulla base degli elementi riscontrati e prima descritti, appare possibile dedurne che il vallone è il risultato di uno sprofondamento (*graben*) delimitato da due faglie normali sostanzialmente unidirezionali (la destra abbassa a NE e la sinistra a SW). Tenendo conto del senso del movimento della faglia del rio Gaviola che abbassa a SE, l'articolato promontorio roccioso che si dirama dal M. Gavia verso S e SSE assumerebbe pertanto il carattere di un *horst*.

Lineamento M. Bles-M. Coleazzo

Il lineamento, coincidente pressoché interamente con il più rilevante affioramento di calcari cristallini inclusi negli «Gneiss del M. Tonale» della Val di Canè, è caratterizzato dai seguenti elementi nettamente allineati lungo una direttrice NE-SW:

1) scarpata a SSW di M. Bles: la fronte della scarpata, alta in media tra i 150 e i 170 m circa, si estende in lunghezza per circa 520 m tra le isoipse 2320 e 2500 m. Alla base si dipartono due lobi di una estesa frana di crollo e ribaltamento, frana moderatamente attiva. L'acclività media della scarpata è di 80° circa. Appena a SE del punto quotato 2579 m (Tavoletta IGM 1:25.000 Val Grande, ed. 5/72) una grande piega sinclinale e anticlinale, con uno sviluppo complessivo di oltre 100 m, è disposta pressoché verticalmente. Scarpatine minori con un'altezza della fronte compresa tra 20 e 50 m sono disposte lungo il sottostante pendio (fig. 10);

2) scarpata della Val di Stol, destra idrografica: la scarpata, costituita anche in questo caso da calcari cristallini, si colloca a circa metà della Val di Stol che sale ripida verso il M. Coleazzo dalla località Cortebona (sinistra della Val di Canè). Alla base della scarpata, tra i 2250 e i 2550 m, si estende una non rilevante copertura a massi eterometrici di frana di crollo. La lunghezza della fronte è di circa 350 m, con un'altezza media di circa 120 m: l'acclività è pressoché identica a quella osservata nella scarpata precedente.

Il lineamento prosegue lungo la sinistra idrografica della Val di Stol, intersecando il fianco occidentale dell'aspro costone roccioso che, con direttrice N-S, separa la Val di Stol (a W) da altro vallone senza nome che inizia alla base del M. Coleazzo (versante sud), e termina al netto intaglio della cresta del costone (2650 m).

Dal rilevamento sul terreno non sono emersi elementi sufficienti a qualificare la natura del lineamento sotto il profilo tettonico. Un'ipotesi possibile è che esso corrisponda ad un fronte di cedimento (*sackung?*), di notevole sviluppo lineare (circa 3500 m) e intersecante pressoché ortogonalmente la direzione della falda, con una energica verticalizzazione dei banchi rocciosi (e delle pieghe di presumibile età miocenica che vi si riscontrano) quale è possibile notare solo in stretta prossimità della Linea del Tonale.



Fig. 10 - Scarpata di M. Bles.

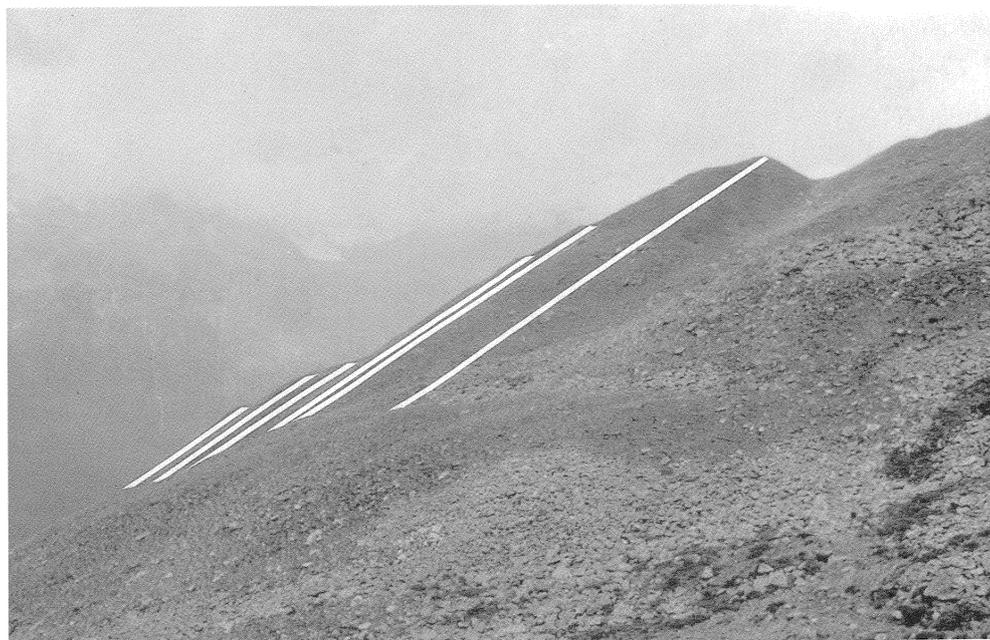


Fig. 11 - Scarpatine di slittamento del versante SSW di Cima delle Graole (per la simbologia adottata si veda la legenda di fig. 15).



Fig. 12 - La Valzaròten (al centro della foto): la freccia indica l'ubicazione dei laghetti; a destra la «Piramide di Somalbosco».

Le deformazioni di versante

Cima della Gràole versante SSW

Il versante SSW della cima delle Gràole — lungo il fianco sinistro della Valle delle Messi — presenta un'acclività media di circa 51° . Tra la base della bastionata su cui si eleva la culminazione principale della Cima (q. 2865 m) e l'isoipsa 2400, affiorano irregolarmente e in contropendenza, corpi rocciosi il maggiore dei quali si sviluppa ad arco (pertanto parallelamente alla bastionata) con il punto più elevato a circa 2740 m.

A SE ma soprattutto a SW del corpo roccioso sono disposte sul pendio numerose scarpatine, in contropendenza, con una lunghezza media di un centinaio di metri e un'altezza che non supera in genere i 2 m circa. A SSW di esse, in corrispondenza del punto di q. 2339 m (Tavoletta IGM 1:25.000 Ponte di Legno, ed. 5/73) e subito a valle del medesimo è esposto un consistente sciame di scarpatine, disposte in contropendenza e a forma arcuata (e perciò conformi alla morfologia del versante del quale seguono le sinuosità), con la convessità rivolta a valle (fig. 11). La maggiore culmina nel punto di q. 2339 m ed ha una lunghezza complessiva di circa 500 m con un'altezza massima di 3,5 m. Altre cinque scarpatine sono disposte, con caratteri analoghi a quelli descritti per le precedenti, tra le isoipse 2270 e 2100 con una lunghezza che in media raggiunge i 150 m circa e un'altezza massima compresa tra 1,5 e 1,7 m.



Fig. 13 - Il cedimento di versante nell'alta Valzaròten.

A monte dello sciame principale di scarpatine si estende un vasto macereto con massi eterometrici e detriti diffusi, talora con assetto nastriforme. Infine alla base del valloncetto a SE dei ruderi del Baitello delle Gràole, nei pressi della mulattiera ex militare, sono esposte tre scarpatine di modesta potenza (non oltre 0,60 m) con una lunghezza tra 55 e 60 m.

Le scarpatine sono da interpretarsi a mio giudizio come il prodotto di uno slittamento gravitativo di versante: la loro direzione è in media NW-SE e perciò parallela al decorso della Valle delle Messi. Tra i fattori prevalenti del collasso emergono l'elevata energia del rilievo e il processo di decompressione da deglaciazione della Valle che ospitava il consistente flusso glaciale pleistocenico proveniente non soltanto dal vasto e articolato bacino di alimentazione dell'alta Valle delle Messi, ma soprattutto dall'acrocoro a monte del Passo di Gavia.

Cima delle Gràole versante SE

Come ho già accennato nel prg. relativo al *Lineamento del lago di Ercavallo di q. 2621 m*, ad un centinaio di m a valle del versante roccioso (SE) della Cima delle Gràole e in prossimità dei ruderi del punto di q. 2533, si succedono cinque scarpatine tra loro parallele (lunghezza 190 ÷ 210 m) a direzione NE-SW. I caratteri morfologici delle scarpatine sono pressoché identici a quelli delle forme descritte nel paragrafo precedente. Sembra perciò possibile dedurne che anche in questo caso si tratta di uno slittamento gravitativo prodotto dalle stesse cause richiamate nel

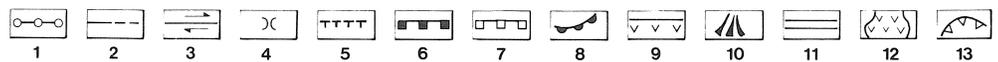
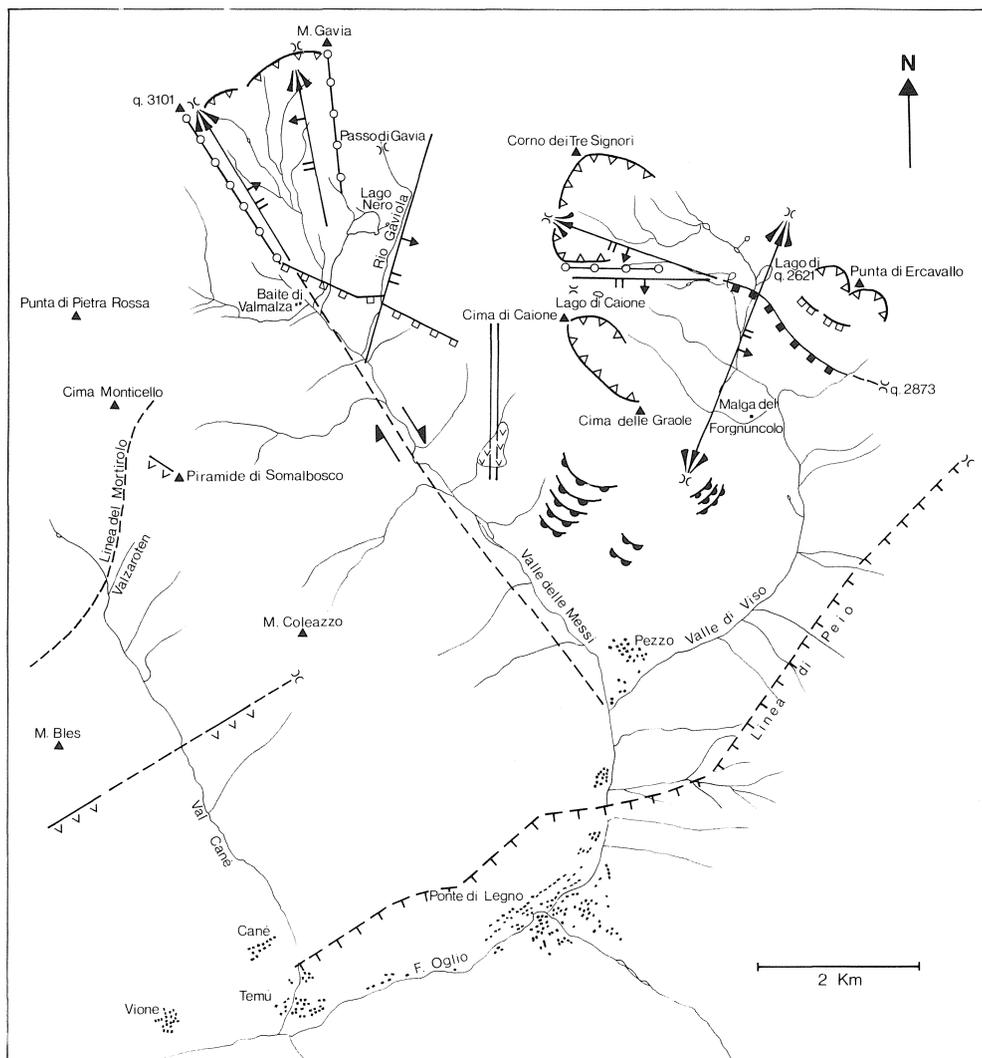


Fig. 14 - Carta schematica degli elementi strutturali della zona in esame. 1: cresta a sviluppo rettilineo; 2: faglia normale o verticale; 3: faglia trascorrente; 4: sella; 5: sovrascorrimento; 6: scarpata corrispondente a faglia; 7: scarpata priva di evidenze tettoniche; 8: scarpatina di slittamento; 9: collasso gravitativo di versante; 10: cono di deiezione; 11: lineazione non qualificata; 12: corpo di frana di scorrimento; 13: circo glaciale (sono indicati solo i circhi delle zone interessate da dislocazioni).

caso precedente (compresa l'elevata acclività). Non va tuttavia trascurato il fatto che le scarpatine riscontrate sul versante in esame si collocano poco più in basso del limite SW della faglia del lago di Ercavallo di q. 2621 m e presentano una

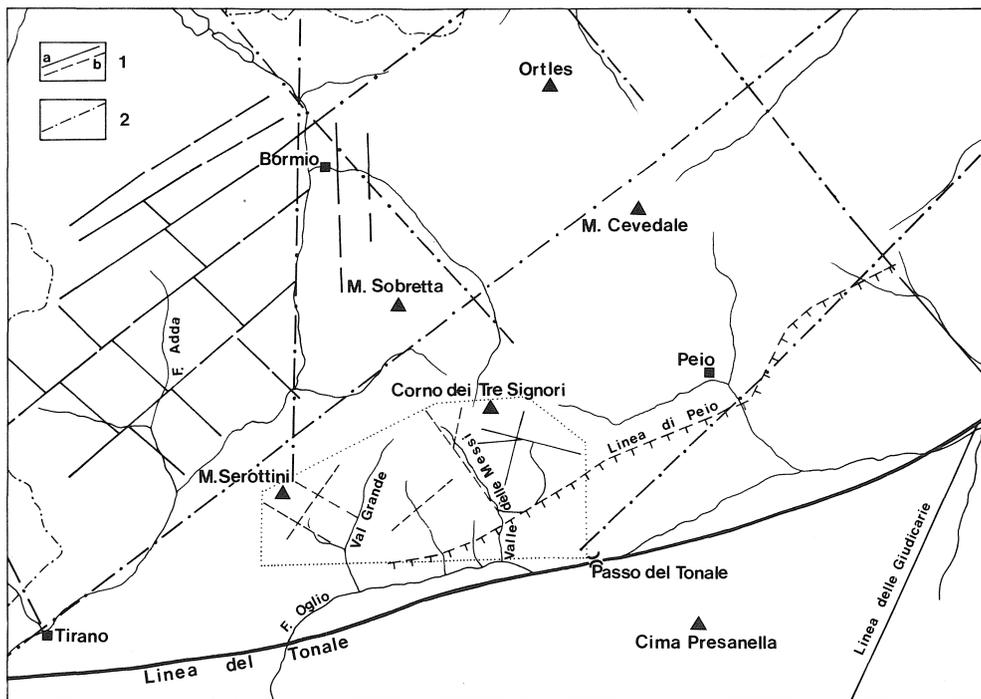


Fig. 15 - Carta schematica delle principali linee tettoniche tar-do-alpine dell'area compresa tra la Val d'Ultimo e la Valle dell'Adda (ridisegnata da GATTO e SCOLARI, 1974), 1: faglia (a: certa; b: presunta); 2: lineamenti.

direzione pressoché identica a quella della dislocazione citata. Poiché anche la Valle di Viso — della quale il versante SE della Cima delle Gràole costituisce buona parte del lato destro idrografico — ospitava un consistente ghiacciaio pleistocenico, il concorso della dislocazione sopra richiamata con la decompressione da deglaciazione sembra proponibile.

Testata della Valzaròten (alta Val di Canè)

Un singolare caso di deformazione gravitativa di versante è presente nell'alta Valzaròten, tributaria di sinistra della Valle di Canè (fig. 12). La singolarità consiste negli effetti indotti dalla deformazione: il maggiore tra essi è costituito da una serie di conche, ad ampiezza decrescente verso l'alto, nelle quali sono collocati cinque laghetti. La loro alimentazione è assicurata soltanto dalle precipitazioni nevose, con una buona persistenza di gran parte della relativa copertura sino alla tarda estate.

La zona interessata dalla deformazione è la fascia superiore del versante sinistro idrografico della Valzaròten. Lungo la cresta rocciosa che inizia poco sopra il limite SE della Vedretta della Pietra Rossa, a circa 3100 m, e si dirige verso la «Piramide di Somalbosco» (BONACOSSA, 1915), il versante ha subito un netto cedimento il cui sviluppo lineare è di circa 300 m. L'entità del cedimento è stimabile in circa 50-60 m

rispetto alla linea della cresta. L'evento ha dato luogo ad un'ampia depressione a direzione NW-SE che si allunga per circa 130-140 m a N della «Piramide»; nonché ad una scarpata subverticale lungo il versante della Valzaròten (fig. 13). Il cedimento ha provocato a sua volta la disaggregazione delle bancate rocciose sovrastanti la depressione, originando in successione altimetrica quattro piccole conche. Tutte le rocce della zona in esame («Micascisti di Cima Rovaia») immergono a SE, a reggiopoggio, con moderati valori di inclinazione, in genere inferiori a 20°. La depressione maggiore ospita il laghetto principale a q. 3005 m circa; gli altri quattro² sono disposti nelle conche sovrastanti, comprese tra le isoipse 3025 e 3045.

È da escludere una correlazione con la Linea del Mortirolo sia per i motivi che avevo espresso nel prg. *Inquadramento geologico* sia perché il suo presunto tracciato si svolgerebbe lungo il versante opposto della Valzaròten. Appare invece sostenibile che l'evento sia stato provocato da decompressione per deglaciazione della Valzaròten ove scorreva nel Pleistocene una consistente colata della Vedretta già citata. Il lobo di questa, alla testata della Valle stessa, è attualmente ridotto ad una placca di ghiaccio morto che si estende in larghezza per circa 165 m tra le isoipse 3070 e 2950.

CONSIDERAZIONI GENERALI

A conclusione di queste note, pur tornando a sottolinearne il carattere preliminare, vengono proposte alcune considerazioni generali sugli elementi tettonici e le deformazioni di versante prese in esame. Queste ultime sembrano attribuibili alla dinamica gravitativa provocata dalla decompressione da deglaciazione per l'alta Valzaròten e il versante SSW della Cima delle Gràole, associata a stress topografico, mentre per il versante SE della medesima culminazione non può essere escluso il concorso gravitativo della dislocazione descritta nel prg. *Lineamento del lago di Er-cavallo di q. 2621 m.*

Quanto alle dislocazioni è da osservare innanzi tutto che non sono emerse correlazioni con le linee tettoniche eo-alpine di Pejo e del Mortirolo (fig. 14).

Nel caso dei lineamenti interpretati come faglie, ne è da rilevare il carattere normale se si fa eccezione — peraltro in via di ipotesi — per quella originatasi lungo il versante destro del vallone di Savoretta e che avrebbe assunto caratteristiche trascorrenti nel tratto coincidente con la Valle delle Messi.

Avendo riguardo da un lato alla freschezza che caratterizza soprattutto le superfici di faglia delle dislocazioni — riserve in proposito vanno ancora espresse per l'elemento tettonico presente nella Valle delle Messi — e dall'altro lato agli angoli molto elevati dei rigetti, esse sembrano riconducibili o quanto meno manifestano indizi di riattivazione correlabili al sollevamento generalizzato, areale e di tipo diffe-

² Lago di q. 3005 m: lunghezza m 49,6; larghezza m 27,0; profondità max m 1,70. Lago di q. 3025 m: lunghezza m 29,0; larghezza m 13,0; profondità max m 3,50. I laghetti non sono cartografati nelle Tavole IGM alla scala 1:25.000 Val Grande ed. 5/72 né nella Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000 sez. D2e4 Ponte di Legno. Alla data del rilevamento (8.8.1991) la superficie degli altri tre laghetti, si presentava completamente ghiacciata, mentre le sponde erano ampiamente coperte di neve, impedendo così un puntuale rilevamento.



Fig. 16 - Allineamenti fra il massiccio dei laghi Seroti e la Val Grande.



Fig. 17 - Fratture lungo la destra idrografica della Val Grande.

renziale al quale si sono richiamati per il settore alpino dell'Italia nord orientale ZANFERRARI *et al.* (1982). Il sollevamento «verosimilmente continuo durante tutto il Plio-quadernario», appare connesso «essenzialmente» al «riequilibrio isostatico nell'ambito della catena alpina a tetto-genesi cretaco-paleogenica».

Mentre per le faglie del lago di Ercauallo di q. 2621 m e del rio Gaviola la dislocazione di rocce modellate dai ghiacciai pleistocenici consente di attribuire ad esse un'età tardo würmiana o post würmiana, non appare agevole una collocazione cronologica puntuale per le altre dislocazioni prese in esame in questa nota. Certo è che si tratta di eventi disgiuntivi successivi alla messa in posto dell'unità superiore della falda austroalpina; che in alcuni casi — ad es. la faglia del lago di Caione — la dislocazione ha coinvolto pieghe inquadrabili nella fase compressiva miocenica. In ogni caso sembra estensibile agli eventi qui descritti il modello tettonico proposto da GATTO e SCOLARI (1974) per «tutto il settore centro-orientale delle Alpi» vale a dire una «struttura a gradinata» con zolle abbassate tendenzialmente a SE, struttura originata da dislocazioni con direttrici prevalenti NE-SW, NW-SE e almeno in un caso (la faglia del lago di Caione) E-W: rispetto al quadro complessivo descritto da GATTO e SCOLARI non risulterebbero presenti nell'area esaminata dislocazioni a direttrice N-S.

Nella carta schematica di fig. 15 la zona presa in esame in questa nota è stata inserita nello «schema delle principali linee tettoniche tardo-alpine» elaborato da GATTO e SCOLARI (1974). All'area compresa tra le Linee di Pejo e del Mortirolo ho aggiunto la zona del massiccio dei laghi Seroti e della destra idrografica della Val Grande (fig. 16), zona che si colloca subito a ovest dell'area esaminata. Ritengo infatti, sulla base di interpretazioni di foto aeree e di un rilevamento speditivo sul terreno, che vi emergano numerosi elementi morfologici di un certo rilievo, allineati regolarmente tra loro: selle incise in creste rocciose cui seguono scarpate in successione, fratture (o faglie?) di notevole lunghezza, anche attorno a 1000 m circa (fig. 17). Gli allineamenti osservati sono in due casi diretti NW-SE (rispettivamente a W e a E del M. Serottini) e in un caso NE-SW, intersecante i primi due lungo la Valletta poco a occidente della Val Grande.

La carta schematica pone in evidenza possibili correlazioni tra alcune delle linee tettoniche indicate nello «schema» di GATTO e SCOLARI e alcune di quelle da me rilevate, o desunte su base prevalentemente foto-interpretativa come nei tre casi cui ho poco sopra accennato.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C., 1948 - *La «Linea di Pejo» nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, 1: 1-63.
- ANDREATTA C., 1954 - *La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alpina, 5: 1-336.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G. V., MARTIN S. e SCHIAVON E., 1980 - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi orientali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 36 (1): 65-89.
- BERRUTI G., 1983 - *Geomorfologia delle valli di Pezzo, Viso, delle Messi e Canè (Alpi bresciane a N della «Linea del Tonale»)*. Monografie di «Natura Bresciana», 5: 1-96.

- BIANCHI A. e DAL PIAZ G. B., 1940 - *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., LXV: 1-20.
- BONACOSSA A., 1915 - *Regione dell'Ortler*. Guida del C.A.I., «Alpi Centrali», II: 312-461.
- BONSIGNORE G., BRAVI C. E., NANGERONI G. e RAGNI U., 1970 - *La geologia della provincia di Sondrio*. Amm. Prov. Sondrio: 1-126.
- BONSIGNORE G. e RAGNI U., 1971 - *La «zona delle radici» immediatamente a Nord della Linea del Tonale. Settore ad Est di Tirano*. In: BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. e ZANETTIN B., *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 19 Tirano*. Nuova Tecnica Grafica, Roma: 100-101.
- CASTELLARIN A. e GATTO G. O., 1981 - *Foglio 20 Adamello, Foglio 9 Cevedale (pro parte)*. In: CASTELLARIN A. (a cura di), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali sc. 1:200.000*. C.N.R. P.F.G., Sottoprogetto 5, Modello strutturale, Pubbl. n. 441 del P.F.G., Roma: 135-147.
- CORNELIUS H. P. e FURLANI CORNELIUS M., 1930 - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denschr. Ak. des Wiss., 102: 207-301.
- DAL PIAZ G. V. e MARTIN S., 1980 - *I porfiroidi nelle filladi della valle dei Forni, falda dell'Ortles, Austroalpino superiore*, Rend. Soc. Geol. It., 3: 17-20.
- DAL PIAZ G. V., DEL MORO A., MARTIN S. e VENTURELLI G. P., 1988 - *Post collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jahrb. Geol. B. A., B, 131 (4): 533-551.
- DEL MORO A., NOTARPIETRO A. e POTENZA R., 1982 - *Revisione del significato strutturale e geocronologico delle masse intrusive minori dell'alta Valtellina: risultati preliminari*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38 (1): 89-96.
- FORCELLA F., 1981 - *Foglio 19-Tirano*. In: CASTELLARIN A. (a cura di), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R., P.F.G., Sottoprogetto 5, Modello strutturale, Pubbl. n. 441 del P.F.G., Roma: 190-194.
- GATTO G. O. e SCOLARI A., 1974 - *La tettonica tardiva del ciclo orogenetico alpino nell'Alto Adige occidentale e regioni limitrofe*. Boll. Soc. Geol. It., 93: 1211-1231.
- GORLA L. e POTENZA R., 1975 - *La «Formazione della Punta di Pietra Rossa» Auct.: revisione del suo significato nel contesto geologico delle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 177-183.
- GRUNDMANN G. e MORTEANI G., 1985 - *The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria-Italy), evidence from apatite fission track ages*. Jahr. d. Geol. Bundest., 128 (2): 197-216.
- HAMMER W., 1905 - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahr. d. k. k. Geol. Reichsanst., 55: 1-26.
- LAUBSCHER H., 1974 - *Evoluzione e struttura delle Alpi*. Le Scienze, 72: 264-275.
- LAUBSCHER H., 1985 - *The Late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric Line*. Mem. Soc. It., XXVI: 21-30.
- LAUBSCHER H., 1988 - *Material balance in alpine orogeny*. Geol. Soc. of Amer. Bull., 100: 1313-1328.
- SALOMON W., 1908-1910 - *Die Adamello Gruppe*. Abhand. d. Geol. Reichsanst.: 21-22.
- SCHIAVINATO G., 1948a - *Studi geologico-petrografici sulla regione compresa fra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in alta Valle Camonica. I. Scisti del Tonale*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis. Nat., s. VIII, IV (6): 736-743.
- SCHIAVINATO G., 1948b - *Studi geologico-petrografici sulla regione compresa fra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in alta Valle Camonica. II. Formazioni metamorfiche associate agli Scisti del Tonale*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis. Nat., s. VIII, V (6): 427-433.
- TERMIER P., 1905 - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Boll. Soc. Géol. de France, s. IV, 5: 209-289.
- WAGNER G. A., REIMER G. M. e JAEGER E., 1977 - *Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, XXX: 1-27.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G. B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G. B., PIANETTI F. e SAURO U., 1981 - *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*. Mem. Sci. Geol., XXXV: 355-376.

Indirizzo dell'Autore:

GIUSEPPE BERRUTI, viale Europa 4 - 25123 BRESCIA