

GIUSEPPE BERRUTI*

**ALCUNI CASI DI DEFORMAZIONE DI VERSANTE
NELLE ALPI MERIDIONALI BRESCIANE
A SUD DELL'ADAMELLO**
(Lombardia)**

RIASSUNTO - Vengono descritti e analizzati alcuni casi di deformazione di versante riscontrati nelle Alpi Meridionali a sud dell'Adamello e cioè sul M. Stalletti, M. Pergua, M. Campello, M. Tigaldine, Dosso Alto, M. Bagoligolo. A giudizio dell'Autore i fenomeni sono riconducibili alla tipologia della *sackung*.

SUMMARY - *Some cases of slope deformation in the Southern Alps, south of the Adamello group (Lombardy).* Some cases of slope deformation observed in the Southern Alps, south of the Adamello group, that is on Mt. Stalletti, M. Pergua, Mt. Campello, Mt. Tigaldine, Dosso Alto, M. Bagoligolo, are described and analysed. In the Author's opinion, the phenomena may be linked with the *sackung* typology.

PREMESSA

I fenomeni di deformazione di versante nelle Alpi Meridionali Bresciane a sud dell'Adamello non sono stati finora argomento di pubblicazioni salvo nel caso del gruppo montuoso M. Inferni - M. Palo - Corna di Savallo (BERRUTI, 1991). Peraltro FORCELLA (1984) in una carta geologica schematica, ha indicato la presenza di deformazioni di versante nella zona del M. Maniva, del M. Splaza e del Dosso Bassinaletto.

I casi di seguito considerati sono riconducibili a mio giudizio alla tipologia della *sackung* e presentano una limitata estensione areale, tra 0.018 e 0.450 km²; nei 44 casi indicati nel recente lavoro di CAVALLIN *et al.* (1987) la superficie coinvolta è compresa tra 0.03 e 30.0 km². I litotipi interessati in cinque dei sei casi considerati appartengono alla copertura sedimentaria triassica (Calcere di Angolo, Calcere di Esino, Dolomia Principale); per il M. Bagoligolo si tratta di copertura permiana con il Conglomerato di Dosso dei Galli.

* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

** Ricerca eseguita con il contributo del Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia.

LE DEFORMAZIONI DI VERSANTE

M. Stalletti dosso di q. 1727 m

La zona in esame appartiene al gruppo montuoso del M. Guglielmo e ricade nelle tavolette IGM 1:25.000 Gardone Val Trompia (ed. 3/72), Pisogne (ed. 3/69) e nel Foglio Bre- no della Carta Geologica d'Italia 1:100.000.

Alla base settentrionale del dosso, situato a circa 800 m a NW del M. Stalletti, un fascio di fratture beanti, pressoché tra loro parallele, interessa la sommità spianata del versante nord del M. Stalletti.

La roccia interessata appartiene al Calcare di Angolo, stratificato in grossi banchi immersi a NE con valori di inclinazione inferiori a 10° (e perciò a blando franapoggio), mentre lungo il pendio sottostante immergono a SW, a reggipoggio, con una inclinazione compresa tra 25° e 30° (al nord della sinclinale alla quale si accennerà in seguito).

La direzione delle fratture è N 60° , normale alla linea di massima pendenza del versante citato. La maggiore di esse, con una lunghezza di circa 10 m e una profondità massima di circa 9 m, è inserita nel Catasto speleologico della provincia di Brescia come «diaclassi presso malga Stalletti Alti», n. 506 Lo. Al bordo NW della spianata due minori fratture presentano una direzione N 40° .

Complessivamente la zona interessata dalle fratture ha una superficie di circa 2800 m² e presenta il carattere di un blocco disarticolato.

Lungo il pendio sottostante, fra le isoipse 1680 e 1650, sono allineate alcune scarpatine disposte a reggipoggio, con un'altezza compresa tra 2 e 4,5 m. Alla base del pendio non si riscontrano depositi di detriti di falda..

Le fratture più profonde presentano il fondo ben vegetato ad arbusti e/o ricoperto da blocchi rocciosi franati dai lati, associati a detriti: in alcuni casi i blocchi hanno apprezzabili dimensioni mentre risultano tutti inclinati a S o SW.

Il Calcare di Angolo della zona in esame si colloca al nucleo di una sinclinale molto blanda dai fianchi lievemente inclinati, ed è sovrascorso sull'Arenaria di Val Sabbia: la potenza delle due formazioni, all'altezza della zona interessata dalle fratture, è rispettivamente di circa 300 e 100 m. Più a SW, verso il passo del Sabbione - ala sud della sinclinale - il Calcare di Angolo è accavallato alla Dolomia Principale.

L'acclività media del versante NW del M. Stalletti è di 27° su un dislivello totale di 316 m. L'acclività è via via decrescente dando così luogo ad un profilo concavo del pendio: nel tratto di versante compreso tra la sua sommità (isoipsa 1700) e l'isoipsa 1550 il valore dell'acclività è di 53° .

Il complesso di fratture può definirsi come un fascio di *trenchs* da tensione (*rockcreeping*) nel quadro di una fenomenologia riconducibile ai caratteri della *sackung*; la deformazione appare favorita da un'energia del rilievo ben maggiore che nell'ala sud della sinclinale.

Degno di nota il fatto che la spianata alla base settentrionale del dosso di q. 1727 m è intersecata da altre due linee di frattura millimetriche della lunghezza di circa 5 m, con direzione analoga a quella della frattura principale.

M. Pergua versante ENE

Il M. Pergua è una isolata zolla di Dolomia Principale disposta, con direzione NNE-SSW, tra la valle Trompia e la valle di Pezzoro e Pezzaze (tavoletta IGM Bovegno 1:25.000, ed. 5/69). La Dolomia Principale è sovrapposta alla Formazione di S. Giovanni Bianco che affiora da più lati. La zolla è nel suo complesso posta a contatto tettonico con il

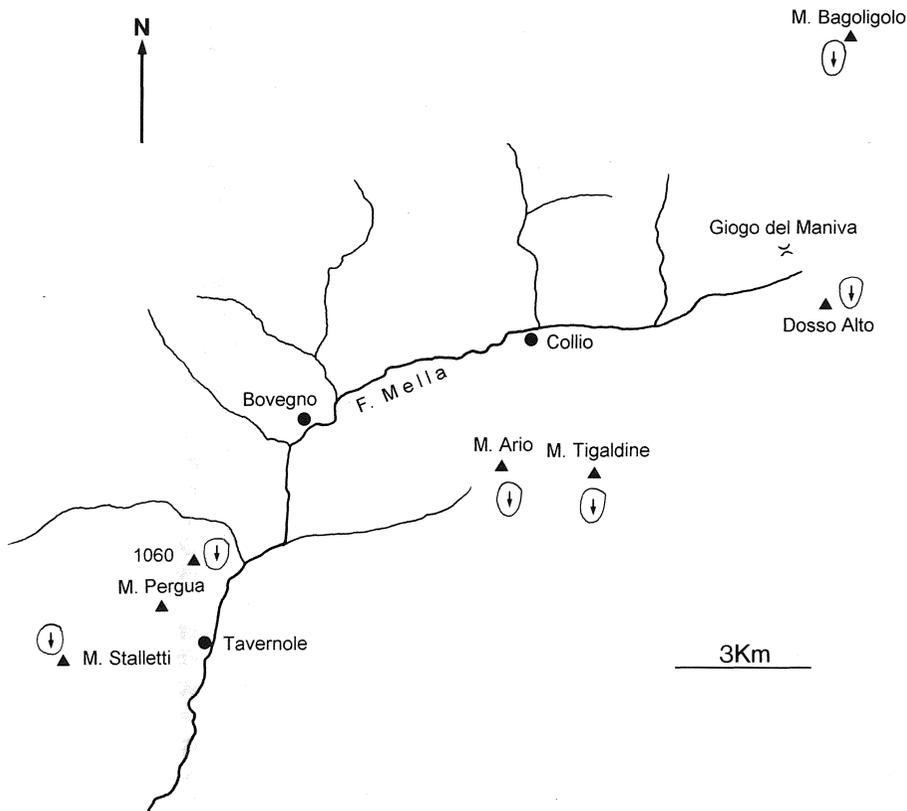


Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area esaminata e localizzazione dei fenomeni di deformazione di versante.

Calccare di Angolo da faglie rispettivamente a direzione NE-SW e NW-SE.

Alla base della culminazione di q. 1060 m, nella porzione nord orientale della zolla, è in evidenza uno sdoppiamento del crinale, con direzione ENE-WSW, che ha dato luogo ad una conca densamente vegetata della lunghezza di circa 235 m, con una profondità media di 3 m circa. Il bordo settentrionale dell'avallamento è lievemente abbassato rispetto a quello meridionale: la conca appare interpretabile come il prodotto del cedimento di parte del versante NW del monte in esame. Poco a NE del cedimento un corpo di frana di scoscendimento, stabilizzata, si estende per circa 200 m di larghezza e quasi altrettanti di lunghezza, mentre a NE della culminazione di q. 1060 m è presente un'altra zona di frana di scoscendimento, attiva, che si allunga per circa 700 m interessando il tratto di versante attraversato dalla strada che congiunge gli abitati di Pezzaze e Pezzoro, con un fronte di circa 250 m.

Lungo la medesima direttrice della conca, poco a valle di una faglia che pone a contatto la Formazione di S. Giovanni Bianco con il Calccare di Angolo, sono allineate tre cavità, la principale delle quali è registrata nel Catasto speleologico della provincia di Brescia come «Büs Tüel», m. 148 Lo in val Morina: la sua lunghezza raggiunge i 30 m mentre l'altezza massima è di 18 m.

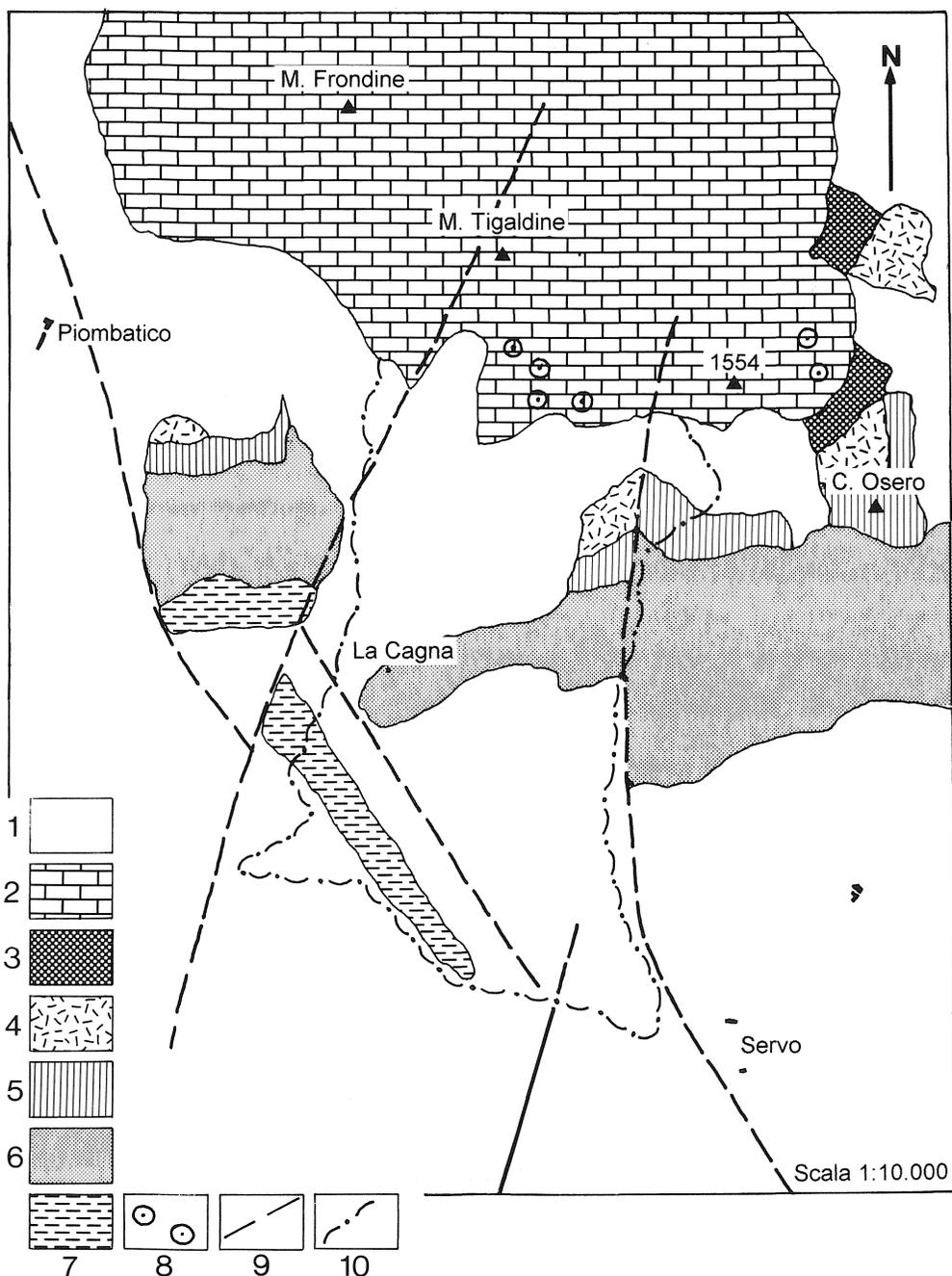


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area esaminata. 1: Detriti sciolti; 2: Dolomia Principale; 3: Formazione di S. Giovanni Bianco; 4: Arenaria di Val Sabbia; 5: Calcare Metallifero Bergamasco; 6: Calcare di Esino; 7: Formazione di Wengen; 8: Pinnacoli e setti rocciosi inclinati; 9: Faglia; 10: Corpo di Frana.

La deformazione principale appare interpretabile come *sackung* cui hanno concorso principalmente la sovrapposizione di un litotipo rigido (Dolomia Principale) ad uno duttile (S. Giovanni Bianco) e il grado di acclività del versante (31°). Non può escludersi che la faglia a direzione NE-SW, il cui decorso si colloca alla base del versante interessato dal cedimento, abbia predisposto le condizioni atte a favorire il cedimento stesso.

M. Campello

Il M. Ario, di cui il M. Campello costituisce la culminazione meridionale (tavoleta IGM 1:25.000 Collio, ed. 4/69), è noto in letteratura per l'accavallamento del Calcare di Angolo alla Dolomia Principale che forma la culminazione in esame.

Secondo CASSINIS (1981) le due Formazioni si sono scollate dal substrato costituito dall'Arenaria di Val Sabbia nel corso di un movimento da nord verso sud, ricollegabile agli



Fig. 3 - M. Stalletti: il trench maggiore.

eventi che hanno interessato il massiccio cristallino delle Tre Valli e la Linea della Val Trompia, a partire dal Tortoniano.

Il crinale del M. Campello è sdoppiato per circa 200 m con una conseguente depressione della profondità media di circa 1,80 m; il bordo orientale della depressione è lievemente abbassato rispetto a quello opposto. Poco a valle del crinale il versante orientale è intersecato da due «trincee» subparallele tra loro, a direzione N-S. La maggiore di esse, quella più elevata, ha una lunghezza di circa 250 m, una larghezza tra 4 e 6 m e una profondità di circa 5 m e il fondo densamente vegetato a Pino mugo e Abete rosso.

Lungo i versanti sud e sud est del M. Campello, poco a valle delle «trincee», si estendono due zone di frana di scoscendimento, attive, che interessano l'affioramento della Dolomia Principale sino al limite del contatto con l'Arenaria di Val Sabbia; la maggiore di esse interessa il versante meridionale per circa 120 m di lunghezza, con una larghezza del



Fig. 4 - M. Pergua: sdoppiamento del crinale a E di q. 1060 m.

fronte di circa 60 m. Al culmine della corona la frana si innesta nella depressione conseguente allo sdoppiamento del crinale.

È da rilevare che i fenomeni in esame sono presenti soltanto lungo il versante orientale del M. Campello; alla base di esso, come di parte di quello meridionale, si hanno più sorgenti ben allineate lungo il limite del contatto tra la Dolomia Principale e l'Arenaria di Val Sabbia. Non si riscontra la presenza di sorgenti sul versante occidentale.

Lo sdoppiamento del crinale e le due trincee sono interpretabili come il risultato di un cedimento (*creep* gravitativo), presumibilmente conseguente allo scollamento e alla mobilitazione del corpo roccioso, favorito dall'elevata acclività del versante (60° circa per un'altezza di 125 m).

M. Tigaldine

Il M. Tigaldine fa parte di un'ampia zolla di Dolomia Principale (una seconda culminazione è il M. Frondine) che domina la sinistra idrografica dell'alta valle del T. Glera in Val Sabbia (tavola IGM 1:25.000 Collio, ed. 4/69). La zolla si colloca lungo l'ala SE di una blanda sinclinale; l'ala NW, fagliata, è in Calcare di Angolo.

A partire dalla base della parete rocciosa del M. Tigaldine (isoipsa 1450), l'intero versante è interessato dalla più vasta area di accumulo di detriti di falda incoerenti (*debris flows*) riscontrabile nella copertura sedimentaria delle Alpi Meridionali bresciane: la superficie complessiva è di circa 45 ha (Sarti, 1983) con una lunghezza di circa 560 m. Poco sopra la metà dell'area si estende un vasto «terrazzo» in Calcare di Esino con una diffusa presenza di grandi massi, intensamente lichenizzati, da antiche frane di crollo staccatesi dal versante sud del M. Tigaldine. Il versante in questione è inoltre, in molti tratti, disarticolato in una serie di torrioni, pinnacoli e setti rocciosi, variamente basculati ma in prevalenza inclinati verso monte.

L'acclività media del versante in esame è di 58°, su un'altezza complessiva di 925 m.

A SE della culminazione del M. Tigaldine il dosso quotato m 1554 si presenta nettamente separato dal monte stesso da un ripido canale roccioso (acclività tra 55° e 60°) a direzione NE-SW: lungo il suo lato destro idrografico è esposto un ampio specchio di faglia mentre il fondo è costituito da Dolomia Principale cataclasata. Alla base del canale si espande un consistente cono di deiezione attivo.

Il canale è conseguente ad una faglia normale ad angolo elevato, diretta NE-SW con il piano immerso a SE; si può presumere che il dosso abbia avuto origine da uno scivolamento indotto dalla dislocazione.

A partire dalla base del canale la faglia ha subito una torsione in senso antiorario, sicché la direzione muta in NW-SE. La dislocazione interseca il terrazzo in Calcare di Esino e prosegue sino alla base del versante dando luogo ad una forte incisione e raggiungendo, infine, il T. Glera.

Tenendo conto che i banchi del Metallifero bergamasco, affioranti appena a monte del terrazzo, hanno subito un rigetto orizzontale di circa 25-30 m, se ne deduce che la faglia ha assunto, a valle del canalino roccioso, il carattere di una trascorrente sinistra. Poiché sul lato occidentale dell'area a *debris flows* il Calcare di Esino e la Formazione di Wengen risultano dislocati con un rigetto orizzontale di circa 150 m (ma con direzione opposta di movimento, cioè destra), sembra possibile dedurre che la zona compresa tra le due trascorrenti sia scivolata verso valle.

Dal rilevamento non è emersa la presenza di brecce cementate lungo il versante meridionale del M. Tigaldine: ciò potrebbe significare che l'ampia zona di detriti di falda che sottende la base rocciosa della culminazione abbia iniziato a formarsi in un'età più recente rispetto a quella indicata da CHARDON (1975), e cioè il Pleistocene inferiore.



Fig. 5 - M. Campello: sdoppiamento del crinale.



Fig. 6 - M. Tigaldine: la zona di frana.



Fig. 7 - Dosso Alto: la scarpatina di collasso del versante ESE.



Fig. 8 - M. Bagoligolo: il profilo SE a «dente di sega».

Dosso Alto

La culminazione del Dosso Alto, q. m 2065 (tavoleta IGM 1:25.000 Collio ed. 4/69), che si eleva subito a SE del Giogo del Maniva («*Massiccio cristallino delle Tre Valli bresciane*») è ben nota nella letteratura geologica. La zona interessata da strutture di collasso è disposta lungo il versante ESE del monte, nell'ambito di un esteso affioramento di Calcarea di Esino.

Pochi metri sotto la linea di cresta sono esposte tre fenditure dirette N 343° (perciò peneparallele alla linea stessa): la maggiore di esse è registrata come cavità nel Catasto speleologico bresciano al n. 283 Lo con la denominazione di «Tampa del pastùr». La cavità ha una profondità massima di 31 m, con uno sviluppo lineare di 51 m e un'estensione di 23 m.

A partire dall'isoipsa 1990, poco a SE della cavità citata, una scarpatina si allunga per 450 m con direzione N 55°. L'altezza della scarpatina, disposta in contropendenza, è compresa tra 3 e 4 m nel primo centinaio di metri per decrescere poi gradualmente. A monte della scarpatina, negli ultimi 200 m, si estende un ripiano in cui sono ubicate tre doline: numerose, piccole depressioni imbutiformi sono disposte a SE del tratto iniziale della scarpatina; Una seconda scarpatina, parallela e con caratteri analoghi alla precedente, è ubicata a circa un centinaio di m a SE di questa: la sua lunghezza è di circa 300 m.

Il versante ENE del Dosso Alto, sovrastante la Val Seredena, appena a valle della maggiore tra le due scarpatine prima indicate, è interrotto da due successive scarpate rocciose a direzione E-W il cui fronte subverticale ha un'altezza compresa tra 50 e 70 m; tra le due scarpate è disposta una lunga depressione a conca. La scarpata inferiore, dalla lunghezza di circa 1050 m, forma l'alta versante destro della Valle citata.

A partire dalla base della scarpata inferiore si estende un'ampia falda detritica con frequenti zone di accumulo di massi eterometrici: la zona in questione interessa buona parte del fondo valle lungo il quale decorre la Linea della Val Trompia.

Mentre le due scarpate rocciose sono correlabili con la dislocazione citata, dislocazione che, secondo CASTELLARIN e SARTORI (1980), a W di Bagolino ha il carattere di «faglia verticale o normale nell'ambito di una accentuata ginocchiatatura» con un «energico abbassamento» dell'area a sud della Linea (CASSINIS, 1980), le scarpatine disposte lungo l'alto versante ESE del Dosso Alto sembrano interpretabili come il prodotto di uno scivolamento gravitativo di corpi rocciosi che in origine, presumibilmente, costituivano parte della zona di cresta della culminazione.

Va in proposito sottolineato l'apprezzabile grado di acclività del versante ESE (51°), mentre non appare sostenibile una diretta correlazione tra il movimento in questione e gli eventi dislocativi che hanno originato le scarpate rocciose sovrastanti la Val Seredena.

M. Bagoligolo

La località in esame è disposta sull'alto versante occidentale del M. Bagoligolo, q. 2131 m, sulla sinistra idrografica della Valle Vaia, tributaria di destra della valle del F. Caffaro (alta Val Sabbia, tavoletta IGM 1:25.000 Bazena ed. 5/70).

Al termine della mulattiera ex militare (q. 2100 m circa), poco a SE della cima, il versante WSW del M. Bagoligolo è intersecato da tre trincee naturali peneparallele, apertesi in successione altimetrica con circa 125 m di dislivello tra la più alta e quella inferiore. Il lito-tipo interessato è costituito dal Conglomerato di Dosso dei Galli, con banchi immersi a franapoggio con un'inclinazione media di circa 40°. La direzione delle trincee è NNW-SSE: quella inferiore ha una lunghezza di circa 750 m con una profondità media di circa 2 m: le



Fig. 9 - M. Bagoligolo: il trench superiore.

trincee superiori presentano uno sviluppo lineare di poco inferiore e una profondità leggermente superiore. L'acclività media del versante in esame è di 55° .

Sotto il profilo strutturale va rimarcato che la zona delle trincee è delimitata da due faglie verticali a direzione NE-SW che intersecano pressoché ortogonalmente la nota Linea di Vaia definita da Cassinis e Forcella (1981) una «presumibile ... trascorrente destra» cui si deve «l'abbassamento sensibile del settore NE» rispetto a quello SW. È infine da aggiungere che il Conglomerato di Dosso dei Galli, con particolare riguardo all'area compresa tra le due faglie normali cui s'è fatto cenno, poggia sulla Formazione di Collio a fitta stratificazione di siltiti e arenarie finissime, caratterizzata pertanto da un grado elevato di fragilità.

Lungo il versante sottostante alla zona delle trincee non si rilevano né contropendenze né convessità, mentre un fronte di scarpata a franapoggio si evidenzia a circa 150 m al di sotto della trincea inferiore.

Tra i fattori genetici della deformazione sono particolarmente significativi: l'elevata acclività del versante, la sovrapposizione di un litotipo rigido ad uno plastico, la decompressione per deglaciazione nel corso o alla fine del Pleistocene. A quest'ultimo proposito va rilevato che il versante occidentale del M. Bagoligolo forma il fianco orientale del grande circo glaciale culminante nel Dosso Pozzarotonda (m 2215) posto a NW della zona in esame.

La notevole freschezza morfologica delle strutture da collasso sembra accreditare un'origine relativamente recente del rilascio di versante, presumibilmente in rapporto al citato fenomeno di decompressione. Non è stato possibile riscontrare elementi di una eventuale relazione tra il movimento in questione e le due faglie verticali che ne affiancano la zona, pur non potendosi escludere un loro concorso nel determinare le condizioni favorevoli al movimento medesimo.

Tab. I - Tipologia e caratteri geomorfici della deformazione di versante.

	località					
	M. Stalletti	M. Pergua	M. Campello	M. Tigaldine	Dosso Alto	M. Bagoligolo
h versante m	316	375	130	925	625	751
km ²	0.028	0.018	0.041	0.450	0.130	0.094
acclività	27°	31°	60°	58°	51°	55°
sdoppiamento di cresta	-	sì	sì	-	-	-
trincee	sì	-	sì	-	sì	sì
scarpatine	-	-	-	sì	-	-
cedimento setti	-	-	-	sì	-	-
frane	-	sì	sì	sì	-	-
decompressione	-	-	-	-	-	sì

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I fattori genetici principali delle deformazioni descritte e gli effetti più rilevanti da esse prodotte possono essere riassunti nello schema che viene proposto di seguito. Tutte le deformazioni esaminate o sono impostate su discontinuità preesistenti (di presumibile età medio-tardo Miocenica, tenuto conto del quadro dei movimenti compressivi proposto da Castellarin *et al.*, 1988) o sono prossimali ad esse. Appare possibile desumerne che i disturbi tettonici in questione abbiano creato le premesse strutturali delle deformazioni, anche se il rilevamento sul terreno non ha consentito di stabilire puntuali correlazioni tra i due ordini di eventi. Resta da rilevare che l'area nella quale sono compresi i fenomeni considerati ha registrato nel corso del cinquantennio 1897-1957 (ARCA e BERETTA, 1985) un sollevamento medio di 1 mm/anno, confermando un processo in corso da almeno 5-7 Ma.

BIBLIOGRAFIA

- ARCA S. e BERETTA G. P., 1985 - *Prima sintesi geodetico-geologica sui movimenti verticali del suolo dell'Italia settentrionale (1897-1957)*. Boll. Soc. Geod. e Sc. Aff., XIV, (2): 125-156.
- BERRUTI G., 1991 - *La deformazione di versante nel gruppo montuoso M. Inferni-M. Palo - Corna di Savallo (Val Trompia-Val Sabbia, Brescia)*. Natura Bresciana, 26: 61-76.
- CASSINIS G., 1980 - *Motivi strutturali emersi da un profilo condotto nelle Prealpi Bresciane tra il passo di Croce Domini e Salò*. Rend. Soc. Geol. It., 2: 13-14.
- CASSINIS G., 1981 - *Prealpi Bresciane: illustrazione sommaria di un profilo N-S, da Bazena a Rezzato*. Rend. Soc. Geol. It., 4: 21-24.
- CASSINIS G. e FORCELLA F., 1981 - *Foglio 34 Breno*. In: CASTELLARIN A. (a cura di) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R., P.F.G., S.P.5 «Modello Strutturale». Pubbl. n. 441 del P.F.G.: 166-173.
- CASTELLARIN A., PESCE A. M., PICOTTI V., PINI G. A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. e RICCI R., 1988 - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, XXX: 287-310.
- CAVALLIN A., CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. e SORRISO-VALVO M., 1987 - *Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni*. Mem. Soc. Geol. It., 37: 241-252.
- CHARDON M., 1975 - *Les Prealpes Lombardes et leurs bordures*. These Université d'Aix-Marseille.
- FORCELLA F., 1984 - *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It., 103: 689-696.
- SARTI L., 1983 - *Relazione geologica di dissesto idrogeologico. T. Glera e T. Degnone*. Comunità Montana di Val Sabbia, Vestone.

Indirizzo dell'Autore:

GIUSEPPE BERRUTI, viale Europa 4 - 25123 BRESCIA.