

GIUSEPPE BERRUTI*

**LA DEFORMAZIONE DI VERSANTE
NEL GRUPPO MONTUOSO
M. INFERNI-M. PALO-CORNA DI SAVALLO
(Val Trompia-Val Sabbia, Brescia)****

RIASSUNTO - L'Autore descrive il complesso di deformazioni di versante che interessa il fianco S del gruppo dolomitico M. Inferni-M. Palo-Corna di Savallo: la maggiore di esse è costituita dal collasso di un lungo tratto della cresta nella zona centro-orientale del gruppo. A giudizio dell'Autore il fattore principale del processo, ritenuto tuttora in atto, è determinato dalla sovrapposizione della zolla in Dolomia Principale su un substrato plastico di litotipi delle Formazioni di S. Giovanni Bianco e dell'Arenaria di V. Sabbia. Viene esaminato il possibile concorso di eventi sismici.

SUMMARY - *The slope deformations of the Group Monte Inferni, Monte Palo, Corna di Savallo in the Brescian Alps (Northern Italy).* The Author describes the slope deformations of the southern side of the dolomitic Group of Monte Inferni, Monte Palo, Corna di Savallo. The main deformation is caused by the collapse of part of the east-central ridge of the Group. According to the Author, the process is due to the overlapping of the Dolomia Principale above a plastic layer of lithotypes of the S. Giovanni Bianco formation and Valsabbia sandstone. The possibility of seismic events is also taken into account.

PREMESSA

Il tema dei cedimenti e avallamenti gravitativi, vale a dire di quelle estese deformazioni che coinvolgono sia crinali che versanti montuosi, indotte dalla forza di gravità, ha assunto di recente una crescente rilevanza nella letteratura geologica italiana.

Secondo CRESCENTI (1987) i caratteri preminenti del fenomeno sono costituiti da:

- grande volume della massa coinvolta,
- età molto antica delle deformazioni (paleofrane),
- evoluzione lenta nel tempo (di tipo *creep* profondo),
- persistenza nel tempo delle condizioni di instabilità,
- presenza di forme di rottura tipica di materiali che si deformano in maniera «rigida» (scarpate, gradini, trincee, contropendenze) per improvvise accelerazioni delle deformazioni (collasso),
- accelerazione durante eventi sismici e meteorici «estremi».

Lo stesso Autore sottolinea la dipendenza dei fenomeni considerati sia da fattori strutturali che da situazioni stratigrafiche (complessi rigidi al di sopra di complessi

* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

** Ricerca eseguita con il contributo del Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia. Ringrazio il Prof. Franco Forcella, Dip. Scienze della Terra dell'Università di Milano, per gli utili consigli e la discussione sul manoscritto.

duttili). A quest'ultimo elemento si richiamano anche PRESTININZI (1984) che definisce tale deformazione come *lateral spread*; e DRAMIS (1984) che sottolinea inoltre la rilevanza dei seguenti altri fattori: rigidità del versante, velocità del sollevamento, rilascio di stress tettonici dopo l'incisione della valle.

È infine da ricordare che una delle manifestazioni tipiche del processo di deformazione è costituita dallo sdoppiamento di cresta.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il gruppo montuoso in esame, le cui culminazioni principali sono, da W a E: M. Inferni, q. 1438 m; Corna di Caspai, q. 1391 m; M. Palo, q. 1461 m; Corna di Savallo q. 1436 m, si estende per circa 7100 m con direzione NW-SE tra la media Val Trompia e la media Val Sabbia. L'area in esame ricade, rispettivamente, per la porzione occidentale e centrale nella tav. I.G.M. 1:25.000 Tavernole sul Mella ed. 4/1970 e, per quella orientale, nella tav. I.G.M. 1:25.000 Vestone ed. 4/1971.

Trattasi di una estesa zolla di Dolomia Principale (Norico), a potenti bancate, di color grigio-biancastro. Ai piedi delle pareti meridionali sono frequenti le fasce di detriti di falda incoerenti. L'area più rilevante per ampiezza della copertura detritica interessa le pendici meridionali del sottogruppo della Corna di Savallo: grandi massi si accumulano, a centinaia di metri dal piede delle pareti, spesso interessati dalla diffusa presenza di licheni. Non frequenti, invece, i coni di detrito: i due maggiori si sviluppano alla base, rispettivamente, del lungo canalone a SW del M. Palo, con una lunghezza di circa 260 m; il secondo al termine dell'articolato canalone che divide le culminazioni di q. 1390 m e q. 1396 m del sottogruppo sopra citato.

Una particolare rilevanza, anche morfologica, assumono le breccie di pendio cementate che danno luogo (specie nel tratto del versante meridionale compreso tra il passo della Cavàda e la base del dirupato pendio sottostante la q. 1307 m del sottogruppo della Corna di Savallo) a creste allungate parallelamente alla linea di massima pendenza con uno sviluppo lineare che spesso raggiunge o supera i 250 m. Verso la base del versante in questione, a oriente della V. Gavregna, si ha una successione di evidenze morfologiche, costituite dalla breccie stesse che formano depositi paralleli alla direttrice NW-SE del versante.

Le breccie sono formate da clasti a granulometria notevolmente differenziata: da pochi cm a oltre 40-50 cm di diametro. La loro potenza è anch'essa variabile, ma in genere consistente. In particolare lungo il fianco destro idrografico della V. Gavregna essa supera gli 8-9 m e in più punti vi si sono aperte, per crollo della porzione superiore, ampie cavità. Una di esse raggiunge i 4 m circa di altezza, con un fronte di apertura di circa 10 m e una profondità massima di 25 m; a buon diritto la cavità è stata inclusa nel Catasto Speleologico della provincia di Brescia (Caverna Seösa, 105 Lo). Le breccie assumono talora particolari caratteri morfologici indotti dai fenomeni prodotti nel tempo dagli agenti meteorici: come ad es. lungo il tratto inferiore del canalone che inizia poco a W della q. 1436 m della Corna di Savallo, con la formazione di una serie di pinnacoli di altezza in qualche caso superiore a 6-7 m.

Secondo CHARDON (1975) le breccie sarebbero conseguenti a processi crioclastici manifestatisi nell'ambito di una fase di sollevamento delle Alpi Meridionali lombarde e di un contemporaneo, netto abbassamento dei valori termici, fase da collocarsi nel Villafranchiano.

Degno di nota è l'ampio accumulo di frana che si apre a ventaglio alle pendici meridionali del passo della Cavàda, dovuto ad una frana di crollo verificatasi il

13 aprile 1969. La zona coperta dall'accumulo, caratterizzata dalla presenza di frequenti, grandi e anche grandissimi massi di Dolomia Principale, si estende tra l'isoipsa 1110 m e l'isoipsa 880 m.

È infine da rilevare come i diversi fenomeni sopra considerati siano sostanzialmente assenti lungo il versante settentrionale del gruppo montuoso: la estesa vegetazione arbustiva e soprattutto arborea che lo caratterizza non costituisce, a mio avviso, la ragione principale di tale assenza, attribuibile invece al fatto che il complesso assieme di processi dinamici si è prodotto soltanto, nel tempo, sul versante meridionale.

Sotto il profilo tettonico è da osservare che la Dolomia Principale si colloca al nucleo di una blanda sinclinale a valle della quale, con analoga direttrice NW-SE, succede la nota anticlinale di Lodrino.

La dolomia del gruppo montuoso in esame è sovrapposta all'intervallo plastico rappresentato dalla Formazione di S. Giovanni Bianco (carniole e soprattutto gessi) e da quella dell'Arenaria di Val Sabbia (preminenti le marne arenacee e le arenarie tufacee).

La potenza delle formazioni, nella zona in esame, raggiunge rispettivamente i 600 m circa nella Dolomia Principale, i 100 m circa in quella di S. Giovanni Bianco e i 150 m circa nell'Arenaria di Val Sabbia.

La Dolomia Principale costituisce un consistente segmento del grande piastrone dolomitico scollatosi dal substrato e scivolato su di esso in direzione SE (CASSINIS, 1980 e 1981). Il processo di scollamento e scivolamento sembra potersi collocare nel quadro della dinamica tardo-Terziaria di un'area caratterizzata a NNW dall'«alto» costituito dal basamento cristallino (il Massiccio delle Tre Valli Bresciane), e a SSE da una zona di «basso» che — come ha osservato CASSINIS (1980) — raggiunge la sua massima espressione lungo il margine prealpino e la depressione benacense.

A N e NNE del gruppo montuoso in esame si registrano alcuni tra i più noti accavallamenti e/o sovrascorrimenti della porzione centro-orientale delle Alpi Meridionali bresciane: accenno solo a quelli del M. Ario, della faglia di Irma e all'accavallamento e sovrascorrimento di Forno d'Ono. Sul ruolo esercitato dalla riattivazione tardo-Terziaria (Tortoniano-Serravalliano) della Linea della Val Trompia, in rapporto ai caratteri e alla dinamica strutturale dell'area in esame, rinvio al recente lavoro di CASTELLARIN *et al.* (1987).

La zolla dolomitica è interessata da faglie normali a direzione NNW-SSE e N-S. Nel corso del rilevamento ho riscontrato la presenza di una faglia, non indicata sul F.o Breno della Carta geologica d'Italia né nella Carta geologica delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello (BONI *et al.*, 1972) a mio avviso di significato locale, a direzione NNE-SSW, che presenta marcati specchi di faglia su entrambi i lati del ripido canalino roccioso che immette da S al passo della Cavàda. Altra faglia (direzione NW-SE) è responsabile, secondo quanto ho potuto rilevare, dell'origine del canale che scende con forte inclinazione poco a occidente della culminazione di q. 1436 m del sottogruppo della Corna di Savallo.

È da ricordare che CASSINIS e FORCELLA (1981) interpretano la dislocazione che corre ai piedi del sottogruppo della Corna di Savallo (direzione NE-SW) come faglia normale: la parte abbassata è costituita pertanto da tutta l'area che si estende ripida ai piedi del gruppo dolomitico in esame, coinvolgendo sia un consistente e significativo lembo di Dolomia Principale che lembi minori e sparsi di litotipi delle due formazioni già citate del substrato. Dal rilevamento sul terreno non ho riscontrato elementi che inducano a considerare coinvolte nella dislocazione anche le breccie cementate di pendio, pur notando un interessante, tendenziale allineamento di alcune depressioni doliniformi. Altrettanto si dica per l'altra faglia, indicata nel citato F.o Breno, che attraversa con direzione WNW-ESE tutto il pendio sotteso alla zolla

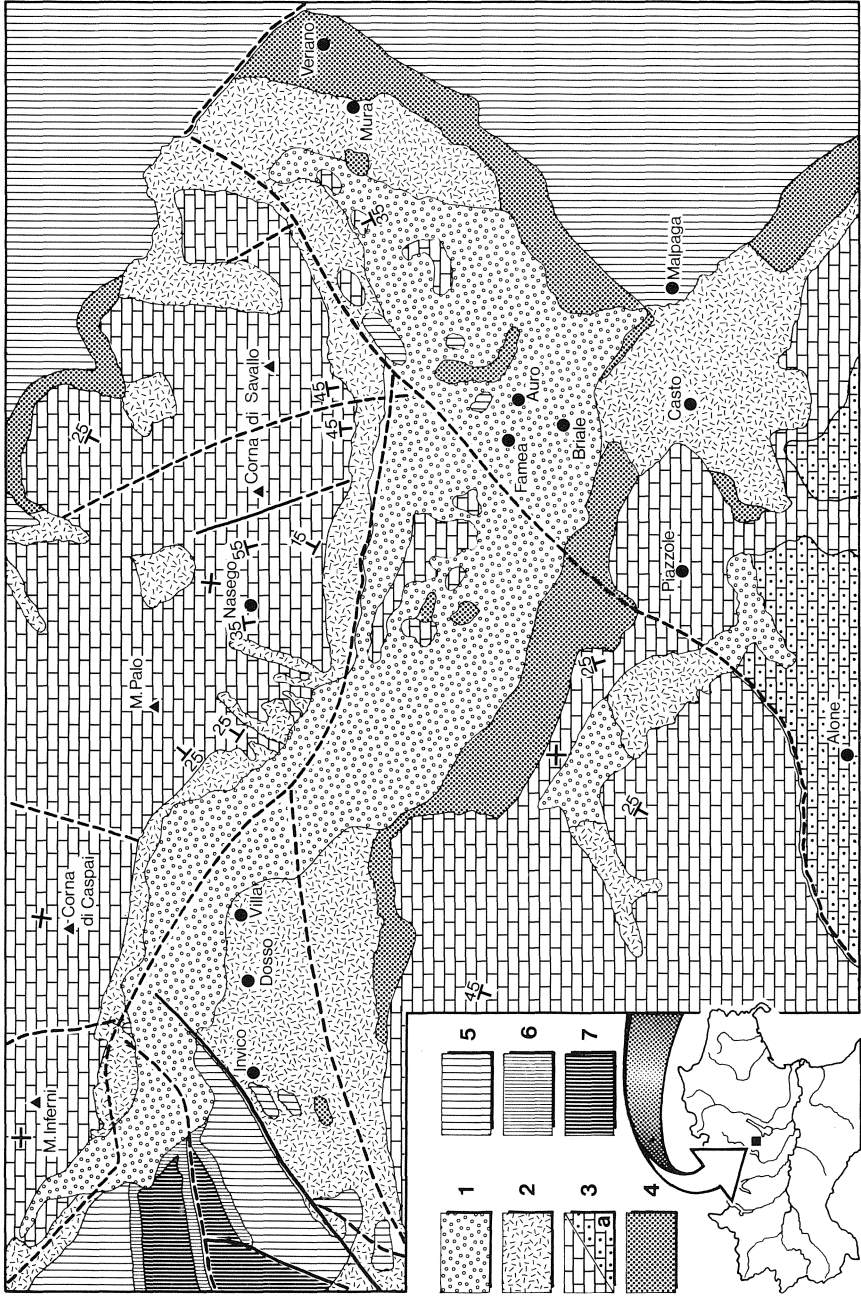


Fig. 1 - Carta geologica schematica del gruppo montuoso M. Inferni-M. Palo-Corna di Savallo. 1: breccie; 2: detrito sciolto; 3: Dolomia Principale con facies eteropiche (a); 4: Formazione di S. Giovanni Bianco; 5: Arenaria di Val Sabbia; 6: Calcare di Esino; 7: Formazione di Wengen.

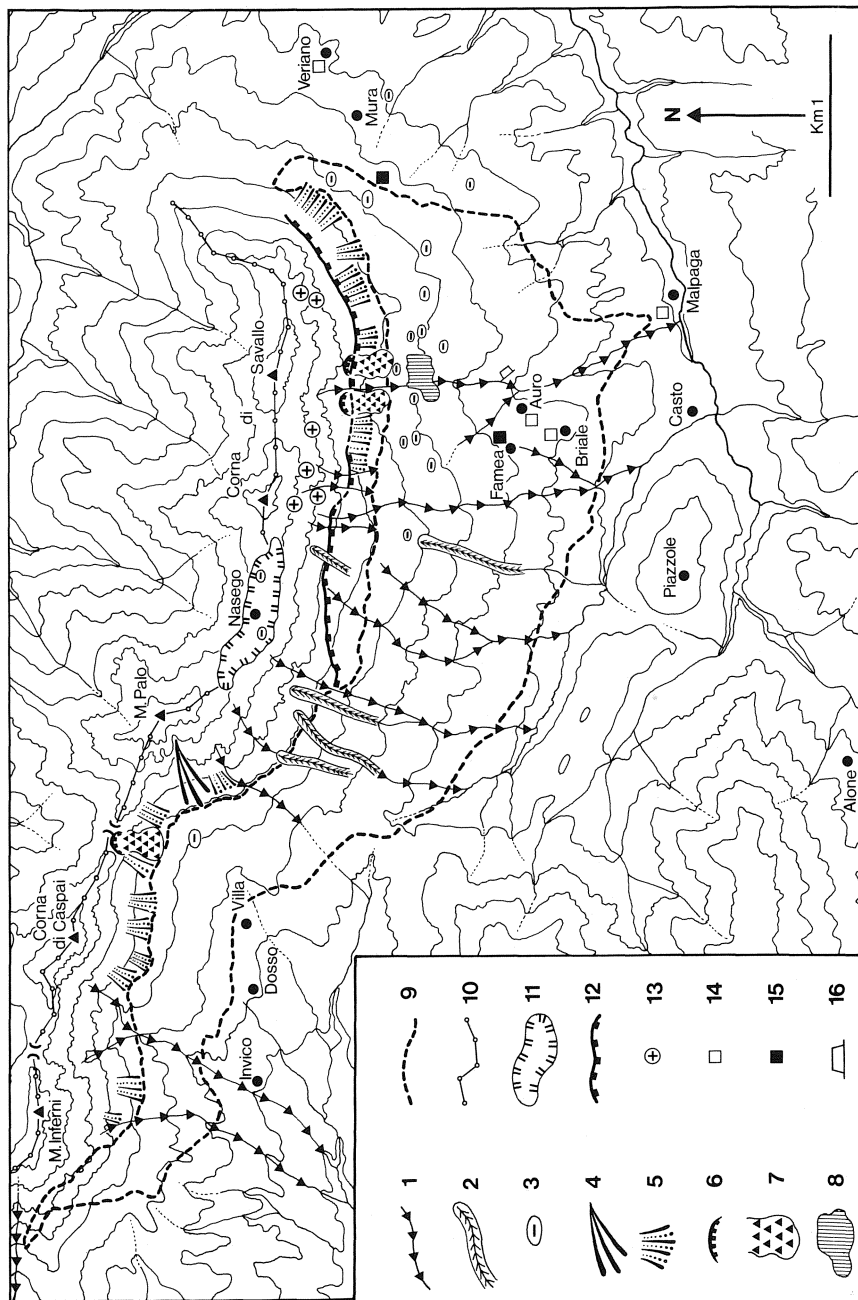


Fig. 2 - Carta degli elementi morfostrutturali del gruppo montuoso M. Inferni-M. Palo-Corna di Savallo. 1: canali di ruscellamento concentrato; 2: zone di erosione accelerata; 3: depressioni e pseudo-doline; 4: coni detritici; 5: falde di detrito e/o *debris-flow*; 6: nicchie di distacco; 7: accumuli di frana per crollo; 8: macereti a grossi blocchi; 9: limite delle breccie; 10: linea di cresta; 11: depressione di cresta; 12: scarpata di faglia; 13: torrioni o pinnacoli scivolati; 14: lesioni singole di edifici; 15: lesioni di edifici ripetute nel tempo; 16: cava.

dolomitica, a SE della congiungente ideale Corna di Caspai-q. 1390 m della Corna di Savallo. In questo caso merita di essere sottolineato l'evidente allineamento della maggior parte delle sorgenti *a valle* della dislocazione in questione.

Alla geometria sinclinale della piega che caratterizza la zolla dolomitica è da attribuire la prevalente immersione dei banchi a reggipoggio, lungo il versante meridionale, con particolare riguardo al tratto compreso tra il lungo canalone a SW del M. Palo e la zona sottostante le culminazioni occidentali della Corna di Savallo: l'inclinazione varia tra 15° e 25°. Lungo il versante settentrionale l'immersione (a reggipoggio) varia tra SW e SE con valori di inclinazione analoghi.

L'inclinazione media del pendio (assunte a riferimento le isoipse 1300 e 700) è di 54°, peraltro decrescente verso il basso nelle seguenti misure: isoipse 1300 m-1100 m: 61°; isoipse 1100 m-900 m: 50°; isoipse 900-700 m: 46°. Trattasi pertanto di un pendio concavo.

Sono tuttavia da registrare non infrequenti e talora estese variazioni della disposizione dei banchi, rispetto ai dati prima esposti. In particolare sono da indicare le seguenti:

— lungo la linea del crinale, a partire dal M. Inferni sino alle balze rocciose a NW della culminazione del M. Palo, pur permanendo una molto modesta immersione a NNE, i banchi sono sostanzialmente suborizzontali;

— lungo il pendio sotteso al crinale meridionale e per circa 120 m di dislivello, in particolare nel tratto compreso tra la V. Gavregna (SW di M. Palo) e la culminazione di q. 1436 m della Corna di Savallo, si registrano frequenti immersioni a franapoggio, con inclinazioni che variano da 35° sino 55°-60° (fig. 1). Lungo la linea del crinale stesso, a S e SE della casina di Nàsego, l'immersione permane a franapoggio mentre l'inclinazione si riduce a valori compresi tra i 10° e i 12°;

— lungo il crinale settentrionale della «conca» di Nàsego, si osservano lievi variazioni dell'immersione: da episodi con assetti suborizzontali ad altri con immersione SE e inclinazione non superiore a 10°. Nel complesso del versante settentrionale e in particolare tra M. Palo e la citata q. 1436 m della Corna di Savallo, a valle della linea del crinale, i banchi (come ho osservato in precedenza) sono disposti a reggipoggio;

— alla base meridionale del sottogruppo della Corna di Savallo e più esattamente ai lati del canalone che divide le due culminazioni di q. 1390 m e q. 1396 m, i banchi sono disposti a franapoggio con inclinazione di circa 45°.

GLI ELEMENTI MORFOSTRUTTURALI

La deformazione principale

Essa si esprime morfologicamente in una «conca» che divide nettamente il crinale settentrionale da quello meridionale. Inizia all'altezza dell'isoipsa 1390 m, a SE del M. Palo, discende con decisa inclinazione lungo una direttrice NW-SE sino alla casina di Nàsego; da quest'ultima la direzione della conca diverge a ESE sino a concludersi all'altezza dell'isoipsa 1380 m e a WNW della più volte citata q. 1436 m della Corna di Savallo, ove i due crinali si ricongiungono.

Il segmento a direzione NW-SE è diviso da quello successivo da una prominenza rocciosa: il primo risulta più abbassato del secondo e maggiore risulta anche l'abbas-

samento del crinale meridionale rispetto al settentrionale, di quanto non si sia invece verificato nel segmento più orientale.

Il punto di massima depressione della conca si colloca a circa 140 m a E della casina citata; il punto di massimo dislivello, pari a circa 32 m, tra il fondo della conca e il crinale settentrionale si colloca a NW dell'edificio stesso.

Si tratta, a mio giudizio, dell'effetto di uno sdoppiamento di cresta, a seguito del collasso del versante meridionale, sdoppiamento che ha dato luogo ad una conca svasata che si allunga tra i due crinali per circa 1220 m, con una larghezza media di 140-150 m.

Gli elementi che mi portano a ritenere che il collasso abbia interessato il versante meridionale sono i seguenti:

a) il crinale N si presenta in netta prevalenza arrotondato, talora con segmenti ad apice lievemente uncinato rivolto a N; a morfologia uniforme, con copertura erbacea diffusa ed episodici affioramenti rocciosi. Il crinale S ha al contrario un carattere nettamente rupestre, con frequenti scarpatine e gradini rocciosi a profilo netto e subverticale, volto a meridione;

b) la porzione più elevata del versante S (per circa 120 m di dislivello) è caratterizzata, come ho già accennato, da frequenti variazioni del verso di immersione e del grado di inclinazione dei banchi, dando luogo ad una articolata fascia di discontinuità nell'assetto della roccia, segno di una zona turbata da movimenti irregolari, disomogenei, presumibilmente (almeno in alcuni casi) piuttosto energici;



Fig. 3 - La «conca» sospesa di Nàsego fra il M. Palo e la Corna di Savallo.

c) le fasce di detriti di falda incoerenti e le breccie cementate, con i particolari caratteri morfologici cui si è prima accennato, sono presenti soltanto sul versante meridionale: la presenza di detriti incoerenti di pendio, sul versante settentrionale, è del tutto episodica e interessa tratti molto brevi, poco al di sotto del limite del crinale.

Le deformazioni secondarie

Lungo il fianco sinistro (orografico) della conca, appena a SE del M. Palo e all'altezza dell'isoipsa 1370 m, un tratto di circa 20 m della cresta N risulta aver subito lo stacco parziale e il conseguente slittamento in direzione SW di un grosso blocco roccioso che è così separato dalla cresta stessa da una trincea della profondità di circa 2 m.

Al limite orientale della zona interessata dallo sdoppiamento della cresta, e più esattamente all'altezza dell'inizio del ripido pendio che porta alla culminazione di q. 1436 m della Corna di Savallo, il versante meridionale è intersecato da un ripido canalone dal fondo in buona parte coperto da copertura erbacea, ai cui lati si succedono, via via, grandi speroni e pinnacoli rocciosi, subverticali, variamente basculati (pur se i banchi mostrano l'originaria immersione a reggipoggio), dando luogo a quella «morfologia a denti di sega» indicata da FORCELLA (1987) lungo il versante N del M. Albenza. Incidentalmente noterò che analoghe manifestazioni sono presenti lungo parte del versante S del M. Palo: mentre sono assenti lungo il versante N dell'intero gruppo dolomitico in esame.

L'origine del canalone sembra doversi attribuire ad una dislocazione intersecante la zona in esame, parallela (la direzione è NW-SE) ad altra faglia indicata sul F.o Breno della Carta Geologica d'Italia, a E della culminazione di q. 1390 m. Lungo il fronte SE di due tra i maggiori speroni del canalone ho riscontrato ampie superfici di faglia.

Tra gli elementi che potrebbero interpretarsi come effetto di deformazioni secondarie ho rilevato ampie depressioni doliniformi a sezione semicircolare, di profondità non superiore a circa 80 cm, disposte irregolarmente nel fondo della conca, a SE e a ESE della casina di Nàsego.

Nella fascia più alta del versante S del gruppo dolomitico, tra il passo della Cavàda e l'ampio canalone sotteso, con direzione SW, alla culminazione di M. Palo, vi sono alcune evidenti nicchie di stacco di paleofrane, con superficie variamente ossidate. Altre nicchie, ben più numerose e di presumibile diversa collocazione nel tempo, si succedono a E del canalone centrale del sottogruppo della Corna di Savallo.

Nella morfologia del versante S del gruppo montuoso in esame, merita di essere posta in evidenza una scarpata a carattere nastriforme che si allunga — collocandosi mediamente tra l'isoipsa 950 m e l'isoipsa 1050 m — a partire da un punto situato a q. 950 m, a SW della casina di Nàsego e pertanto in corrispondenza della zona mediana della conca di cresta, sino alla base della culminazione di q. 1285 m del sottogruppo della Corna di Savallo, a q. 1000 m circa.

La lunghezza complessiva della scarpata è di 2800 m circa: l'altezza media della fronte o parete è di circa 5-6 m a W del canalone centrale della Corna di Savallo mentre raggiunge i 10-11 m a E del medesimo. L'andamento della scarpata assume consistenti variazioni morfologiche nel tratto interessato da ampie nicchie di frane attive a SSE della culminazione di q. 1390 della Corna di Savallo. In più punti della scarpata ho rilevato la presenza di sottili placche di breccie di frizione con ciottoli di diametro non superiore ad 1 cm, a cemento finissimo. In altri tratti della parete, in particolare alla base del versante sotteso alla culminazione di q. 1362

m della Corna di Savallo, si pongono in evidenza tettoglifi costituiti da piccole scaglie vergenti verso la base della parete stessa, dando luogo a minuscoli «gradini» nel senso del movimento.

L'ultimo gruppo di deformazioni che assumono un particolare significato sia sotto il profilo dell'interpretazione cinematica quanto del quadro cronologico entro il quale è da collocare il fenomeno complessivo, è costituito da alcuni eventi franosi o di altra natura, comunque interpretabili come effetti di processi di scioglimento e/o assestamento di masse rocciose in posto e/o della copertura a breccie cementate.

1778 (17 maggio): viene dato atto dell'esistenza di «grandi fessure del volto della Pieve», come rileva BONOMI (1987), in documenti dell'archivio parrocchiale di Mura. È da sottolineare che l'espressione «volto» è da intendersi nel senso di «volta» e non di «facciata» dell'edificio, considerato che nel dialetto bresciano «volta» è espressa al maschile. La Chiesa era stata costruita tra il 1693 e il 1706;

1796: nei documenti prima citati, puntualmente trascritti da BONOMI, risulta che poco prima del 26 dicembre 1796 si verificò il crollo totale della torre campanaria eretta a fianco della Pieve di Mura. Il complesso parrocchiale in esame sorge su un ripiano risultante da un terrazzamento operato nel sec. XVII, costituito da un isolato affioramento di dolomie marnose e dolomie vacuolari della Formazione di S. Giovanni Bianco;

1820: l'1 marzo la Chiesa di S. Bernardino, nei pressi di Malpaga (Casto), venne investita da una frana. I dettagli dell'evento sono contenuti nelle lettere inviate al Vescovo di Brescia dal Parroco di Vestone don Orsini e dal sacerdote don G.B. Bacchetti di Malpaga¹. La frana, «con macigni dell'altezza di quasi due persone», travolse la facciata, volta a WNW, della Chiesa, provocando la morte di sette persone e il ferimento di altre sei. Nei due manoscritti non sono contenute indicazioni sulla zona di distacco della frana; solo nella lettera di don Bacchetti si afferma: «...staccatosi un pezzo di quel monte alle cui falde...». In una mappa disegnata nel 1757 dal Rettore di S. Bernardino, don M. Baronio, lungo il pendio sovrastante la Chiesa è tracciato uno schizzo dai contorni approssimativi con la dicitura «caverna ossia grotta»: lo sviluppo lineare di tale struttura è parallelo a quello dell'edificio della Chiesa e sostanzialmente presenta un'uguale lunghezza. Attualmente poco a NE del campanile (esso è di fatto tutto ciò che è rimasto dell'edificio originario) affiora un potente banco di breccie cementate sovrapposte alle marne tufacee dell'Arenaria di Val Sabbia. Il banco è decisamente aggettante, dando luogo ad un ampio riparo: appunto una cavità. È allora da presumere che una consistente porzione di tale banco, nel suo tratto più occidentale, si sia staccata provocando una frana di crollo con gli effetti descritti;

1940: il campanile della Chiesa di S. Silvestro, a Famèa (Casto), fortemente inclinoso, viene totalmente demolito: sarà ricostruito nel 1959;

1960: il 15 gennaio nella Chiesa or ora ricordata si spezzarono di colpo due grossi tiranti in ferro della volta, crollando sui banchi. Nei primi giorni del successi-

¹ Ringrazio Mons. Antonio Masetti Zannini, Direttore dell'Archivio Vescovile di Brescia, per l'ampia documentazione fornitami sull'evento.

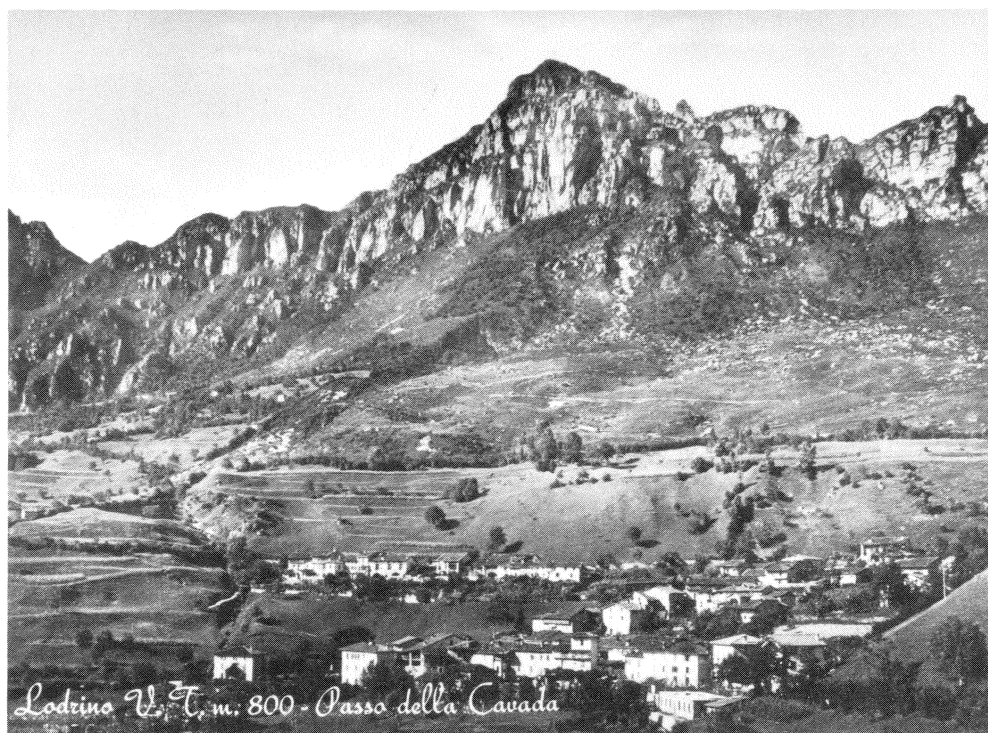


Fig. 4 - La zona del Passo della Cavada prima della frana del 1969.

vo mese di febbraio (si veda l'accurata cronaca di A. Rapetti sul «Giornale di Brescia» dell'11.2.1960) si aprirono «altre fenditure... in più punti del fabbricato». L'edificio fu poi sottoposto a complesse opere di riparazione e revisione strutturale, con particolare riguardo al basamento che venne consistentemente rinforzato... e appesantito. Le opere vennero completate nel 1977: nel sottosuolo si accertò la presenza di gesso (Formazione di S. Giovanni Bianco).

Come ho riscontrato nel dicembre 1987, nuove fenditure si sono prodotte sia lungo la facciata che la volta della Chiesa (poco oltre il portale) e i muri laterali; così come nel pavimento dell'attigua abitazione del Parroco.

Nella medesima località di Famèa risultano interessati da fenditure recenti sia l'edificio della scuola materna (posta a SW della Chiesa di S. Silvestro) che alcune case d'abitazione.

Appena a valle di Famèa, nella frazione di Auro, ho riscontrato che il campanile della Chiesa di S. Maria della Neve presenta una lieve inclinazione a NE ed è separato dalla Chiesa stessa da una fenditura subverticale continua. Poco sotto l'edificio affiorano detriti incoerenti e limitati banchi di Dolomia Principale: a circa 250 m a NE affiora invece la dolomia vacuolare di S. Giovanni Bianco.

Come per i casi ora descritti, salvo pertanto quello della Chiesa di S. Silvestro, anche per l'oratorio della S. Trinità di Veriano (Mura), ove affiora la dolomia vacuolare della Formazione sopra citata, pur avendo constatato la presenza di fenditure non ho potuto stabilire a quando risalga l'origine dei fenomeni, taluni dei quali

non sembrano tuttavia recenti. Dalle osservazioni compiute ho ragione di ritenere che si tratti di un processo di cedimento, avendo riguardo in particolare alla fenditura subverticale lungo la parte anteriore (rispetto alla facciata) del muro di NE, con rigonfiamento del muro stesso sino alla gronda, e alle fenditure interne all'edificio;

1969: il 13 aprile sul versante occidentale del Passo della Cavàda, lungo la parete SE della culminazione senza nome di q. 1261 m, ebbe luogo una frana di crollo che interessò la parete per circa 85 m in altezza e circa 35 m in larghezza (alla base). La frana provocò la formazione di un imponente accumulo che si distribuí a ventaglio lungo il pendio.

In una relazione tecnica di poco successiva, il geologo Dr. Chiarini rilevò, in particolare, la presenza di litoclasti i cui piani si presentano subperpendicolari ai piani di stratificazione, e osservò che l'insieme delle «sconnessioni naturali» — ossia il rapporto tra piani delle litoclasti e piani di strato — e un «sistema locale di fessurazioni dovute alla configurazione geometrica a pendio», avevano concorso a determinare una «rottura progressiva dello stato di tensione esistente nella roccia», sino all'evento franoso.

Il versante S del sottogruppo della Corna di Savallo presenta, sotto il profilo morfostrutturale, caratteri e fenomeni propri e distinti, anche per densità, rispetto all'intero gruppo montuoso in esame.

Mentre da un lato lo sdoppiamento di cresta, e pertanto la zona focale della deformazione principale, termina poco a WSW della culminazione più occidentale del sottogruppo (q. 1436 m), dall'altro lato il versante meridionale di questo, altamente dirupato e scosceso, ha un assetto molto disarticolato, tormentato da innumerevoli superfici di disgiunzione subverticali di varia ampiezza (trincee, ecc.); oltre che essere interessato, come già detto, da due faglie normali parallele a direzione NW-SE.

Tutto questo insieme di elementi si esprime in cedimenti di varia entità e distribuzione, così come l'emergenza, lungo il versante, di speroni e pinnacoli variamente basculati.

Nella fascia centrale e in quella basale del sottogruppo frequenti superfici arcuate indicatrici di nicchie di stacco di paleofrane si alternano a nicchie analoghe più o meno recenti, talora fresche (fig. 2). A riprova di ciò il sottostante pendio è ricoperto da un'ampia e pressoché ininterrotta fascia di detriti incoerenti, con allineamenti nastriformi specie in corrispondenza dei canali; di ampie zone di accumulo caotico di grandi blocchi di dolomia dalla superficie lichenizzata, con carattere di marocche, ubicate a oltre 250-270 m dalla base delle pareti.

I licheni appartengono al gen. *Caloplaca*, con la presenza di *C. saxicola* e *C. cirrochroa*². Sul contributo della lichenometria alla datazione delle paleofrane non è il caso di intrattenersi trattandosi di tema ben noto. Non ho tuttavia sinora riscontrato, nella letteratura sull'argomento, indicazioni relative all'interpretazione delle forme licheniche che colonizzano rocce carbonatiche e in particolare calcari dolomiti, e al loro utilizzo come indicatori cronologici.

Tornando alle condizioni del pendio si può in sintesi osservare che vi si notano gli effetti di una successione ripetuta di episodi di disgregazione che si distribuiscono sul pendio stesso lungo un fronte il cui sviluppo lineare raggiunge i 3200 m circa.

² Ringrazio F. Ceni e A. Crescini del Centro Studi Naturalistici Bresciani, che hanno effettuato la determinazione dei licheni citati.

In particolare a N e NW della località di Posico (Mura), tra le isoipse 750 e 850 m, si evidenziano numerosi dossi, alternati a conche o brevi ripiani, originati da accumuli detritici e/o di massi di varia dimensione, attribuibili a episodi successivi di colate prodotte da paleofrane.

INTERPRETAZIONE E DISCUSSIONE

Gli elementi sulla base dei quali può essere avanzata una interpretazione dei processi che hanno interessato l'area presa in esame sono così riassumibili:

a) il senso del cedimento lungo il versante S della zolla dolomitica a E della Corna di Caspai, è nettamente meridionale con direttrice SW che diventa gradualmente S coerentemente alla evoluzione della geometria della zolla, procedendo da occidente verso oriente;

b) condividendo quanto afferma FORCELLA (1987), sono dell'opinione che il fatto che il versante meridionale sia interessato dal cedimento appare coerente con il concetto che tale versante è «quello più direttamente esposto ad un eventuale aumento dell'energia del rilievo, causato dall'ipotizzato persistere del movimento verticale differenziale» tra Pianura Padana e Alpi Meridionali. Nel caso del M. Albenza, oggetto del citato lavoro di FORCELLA, lo scivolamento (*gleitung*) interessa invece il versante settentrionale con movimento verso N, essendo verosimilmente prevalsa, come rileva l'Autore, la giacitura della stratificazione nel determinare il senso del movimento.

A proposito del movimento verticale differenziale è da rilevare che secondo ARCA e BERETTA (1985) tra il 1897 e il 1957 la zona in esame è compresa in un'area che ha registrato un sollevamento medio annuo dell'ordine di 0.5-1 mm. Gli elementi rilevati nella zona medesima propongono considerazioni e interpretazioni specifiche più complesse. In prima approssimazione al problema, mi sembra possibile osservare che i dati di base della «carta dei movimenti del suolo» elaborata dagli Autori citati sono riferiti ad un numero certamente significativo ma limitato di stazioni di rilevamento. Per quanto concerne in particolare le Alpi Meridionali bresciane la direttrice delle stazioni segue la linea ideale Brescia-Lago d'Iseo-media Val Camonica-Edolo. Ne consegue che per la regione a E del Lago d'Iseo e in particolare per l'area posta a SSE della Linea della Val Trompia gli Autori hanno proceduto a tracciare le isolinee per estrapolazione, senza poter tener conto delle specificità «dinamiche» dell'area stessa;

c) in ordine all'assetto strutturale risulta di fondamentale importanza la sovrapposizione di una potente zolla rigida in Dolomia Principale, frequentemente fagliata, su un substrato duttile a gessi e carniole della Formazione di S. Giovanni Bianco, e alle marne tufacee e arenacee della Formazione dell'Arenaria di Val Sabbia.

La giacitura prevalente a reggipoggio dei banchi sul versante meridionale, espressione di una blanda sinclinale, risulta in contrasto con la dinamica di uno scivolamento (*gleitung* o *lateral spread*). Appare più plausibile l'ipotesi di un cedimento o insaccamento (*sackung*) — si veda il caso illustrato da FORCELLA (1984, figg. 7 e 8) — a carattere complessivo della zona posta a S della linea di cresta del gruppo montuoso esaminato, a oriente della Corna di Caspai, coinvolgente tutta l'area posta a valle della faglia normale che corre ai piedi della zolla dolomitica.

Nel quadro di questa ipotesi di evoluzione cinematica credo non debba essere emarginata una interessante testimonianza dei cittadini più anziani di Famèa e di Alone, confermatami dal Parroco emerito di Famèa don Giovanni Flocchini (attento

estensore di una cronaca manoscritta degli eventi verificatisi nella zona negli ultimi 45 anni). Secondo tali testimonianze sino a circa 45 anni orsono dal sagrato della Chiesa di S. Silvestro (Famèa, q. 704 m) era possibile vedere solo la porzione sommitale (3 m circa) del campanile della Chiesa di Alone (q. 633 m): e ciò a causa dell'interposizione, lungo la direttrice della visuale Famèa-Alone del dosso in Dolomia Principale della località Piazzòle.

Attualmente è invece possibile vedere dal predetto punto di Famèa l'intera struttura del campanile di Alone (la cui altezza è in totale di circa 19 m). Ciò dovrebbe attribuirsi all'abbassamento del dosso citato che è collocato, come la Chiesa di Famèa, a valle della faglia normale con direzione NE-SW alla quale si è già accennato³.

È da aggiungere che secondo quanto riferitomi da numerosi abitanti di Alone, alla base del dosso (e perciò al letto della Dolomia Principale) vi è una apprezzabile presenza di gessi della Formazione di S. Giovanni Bianco: questi non affiorano in superficie ma la loro esistenza è suggerita dalle sorgenti poste alla base del dosso;

d) in rapporto alla notevole ripidità del pendio non è da escludere che le tensioni di taglio indotte dalla gravità tendano a smuovere la copertura pleisto-olocenica lungo superfici di scorrimento sepolte, superfici costituite da lembi degli affioramenti che peraltro emergono dalla copertura più o meno episodicamente, costituiti dai litotipi della Dolomia Principale, della Formazione di S. Giovanni Bianco (carniole) e di quella dell'Arenaria di Val Sabbia (marne tufacee): sia ad W che ad E della direttrice ideale N-S a partire dalla culminazione di q. 1436 della Corna di Savallo.

Appare proponibile l'ipotesi che il cedimento del substrato abbia apprezzabilmente concorso e possa tuttora concorrere a determinare l'origine di frane di crollo (pressoché tutte quelle chiaramente individuabili presentano la nicchia molto prossima o addirittura al limite tra la base della parete rocciosa e l'inizio della copertura a detriti incoerenti);

e) vi sono più motivi per ritenere che i movimenti lungo la fascia più elevata del pendio meridionale del gruppo montuoso (e, di riflesso, lungo l'intero versante S del gruppo stesso) siano indotti, oltre che dalla gravità, dalla filtrazione e percolazione di acque meteoriche nella copertura a breccie cementate che presentano caratteri e fenomeni assimilabili a forme di dissoluzione di tipo carsico.

Si tenga conto che il limite inferiore degli affioramenti delle breccie in questione si attesta ovunque all'interno di una fascia compresa mediamente tra le isoipse 570 e 600 m e, lungo la Val d'Auro (tra l'abitato di Casto e la fraz. di Malpaga), anche al disotto di tale linea.

Quanto infine al concorso delle precipitazioni idriche, in rapporto ai fenomeni considerati, è da rilevare che nel trentennio 1921-1950 la stazione di Lodrino ha registrato un valore medio annuo di 1340 mm, superiore a quello riscontrato nelle stazioni delle valli parallele a quella della zona in esame: Marmentino (a N) con 1285 mm/a e Lumezzane (a S) con 1258 mm/a;

³ Si può tentare una stima della dimensione dell'abbassamento, seppur con le riserve del caso: posto che la porzione non visibile sino a circa 45 anni orsono, del campanile di Alone era di circa 16 m; che la distanza in linea d'aria tra la Chiesa di Famèa e il campanile stesso è di 2825 m e tra la Chiesa e il dosso delle Piazzòle (sfiorando l'isoipsa 650 m) di 1250 m, ne deriverebbe che:

$$\frac{x}{16} = \frac{1250}{2825} = 7,079 \text{ m, quale presumibile divario in circa 45 anni.}$$

f) esclusa l'ipotesi di un rilascio del versante per decompressione da ritiro di lingue glaciali pleistoceniche (la zona in esame non risulta essere interessata da depositi attribuibili a flussi glaciali), si propone ancora un interrogativo: se al rilascio gravitativo considerato in queste note possa aver concorso l'attività sismica, ponendo particolare attenzione a indizi di rilascio brusco di energia, quali potrebbero ritenersi le frane di crollo e le scarpate di versante.

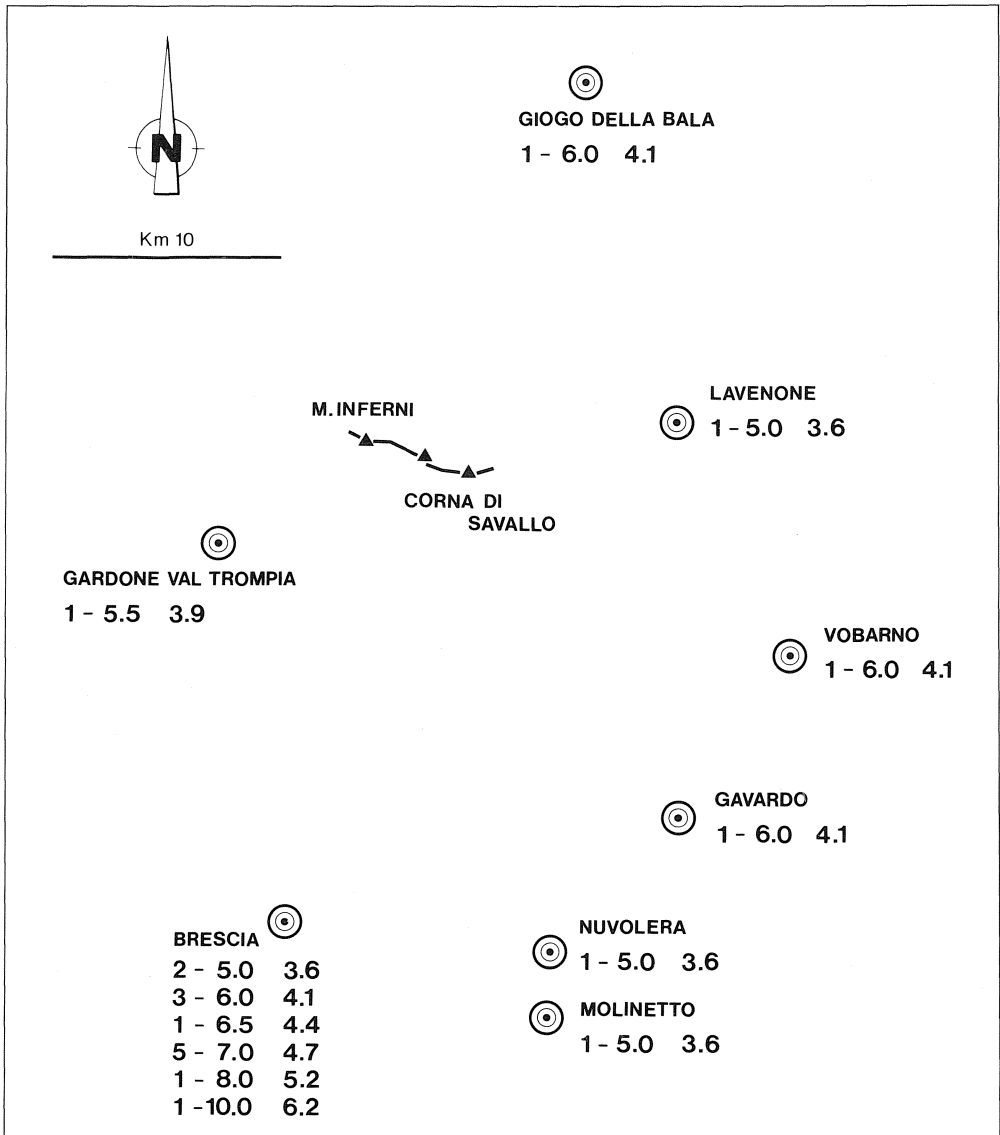


Fig. 5 - Distribuzione degli epicentri dei sismi in epoca storica (da POSTPISCHL, 1985) rispetto al gruppo montuoso M. Inferni-M. Palo-Corna di Savallo. La prima cifra indica il numero dei sismi, la seconda l'intensità e la terza la magnitudo.

Si tratta di uno degli aspetti più controversi in materia di deformazioni gravitative profonde di versante.

Come emerge dalla carta schematica di fig. 5, gli eventi sismici verificatisi in epoca storica in un'area nella quale si può ragionevolmente presumere possa aver risentito la zona esaminata, sono raggruppabili nelle seguenti classi di valori di intensità (I) e di magnitudo (M); i dati sono tratti dal catalogo dei terremoti dell'ENEL, 1979:

N. Eventi	Intensità	Magnitudo
5	5.0	3.6
1	5.5	3.9
5	6.0	4.1
1	6.5	4.4
5	7.0	4.7
1	8.0	5.2
1	10.0	6.2

FORCELLA (1987) concorda con KEEFER (1984) nel ritenere che per le frane coerenti in roccia (*rock slump* e *rock block slide*) la soglia minima della magnitudo locale sia pari a 5. Si dovrebbe pertanto escludere che nella zona in esame possa considerarsi apprezzabile il contributo di eventi sismici. Pare tuttavia a me, del resto confortato dalle caute considerazioni conclusive di FORCELLA, che un ragionevole dubbio debba permanere, quanto meno nel senso che taluni degli eventi sismici considerati possono aver giocato un ruolo di fattore scatenante per una parte dei fenomeni inquadabili nel processo di rilascio.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le possibili cause predisponenti dei fenomeni considerati possono a mio avviso essere ricercate in cedimenti del ripido piastrone dolomitico sovrapposto ad un substrato più duttile e con locali arricchimenti di lenti di gesso. Tali lenti possono subire dissoluzioni ad opera delle acque circolanti, provocando assestamenti differenziali nella massa rocciosa sovrastante.

In taluni casi è possibile (e questo sembra essere il caso della collina delle Piazzole) che la massa dolomitica «affondi» entro il substrato carnico che viene spremuto lateralmente.

Eventuali scuotimenti sismici possono costituire l'elemento scatenante di singoli episodi della fenomenologia.

In particolare sembra possibile indicare due aspetti del movimento:

a) rilascio del versante meridionale del gruppo montuoso a oriente della Corna di Caspai, con caratteristiche riferibili ai processi di *sackung* (insaccamento). Il rilascio coinvolge la zona di cresta tra M. Palo e la culminazione di q. 1436 m del sottogruppo della Corna di Savallo: esso ha provocato sia lo sdoppiamento della cresta stessa, con conseguente formazione del lungo avvallamento di Nàsego, che una flessione dell'asse della sinclinale. Si sono determinati inoltre, sul medesimo versante, gradini, contropendenze locali, con speroni o pinnacoli rocciosi variamente basculati;

b) rilascio lento e ricorrente (Rizzo, 1984) sia del corpo roccioso in Dolomia Principale quanto del pendio a copertura pleisto-olocenica, con più episodi successivi di

frane di crollo nelle componenti rigide e, ancora, più episodi di cedimento lungo il pendio medesimo: sia nella copertura (molto numerose sono infatti le depressioni a dolina nell'area a breccie cementate) che nel substrato litoide in posto, con particolari accentuazioni nelle componenti duttili di esso.

Appare plausibile l'ipotesi che gli eventi verificatisi nel corso del tempo a Mura, Famèa, Auro, Veriano (e forse a Briale) siano stati favoriti dal sovraccarico rappresentato da edifici di consistente dimensione e/o peso, ubicati in zone a substrato più o meno plastico. Tuttavia, a mio giudizio, tali eventi devono interpretarsi come manifestazioni accentuate di un processo di rilascio a livello areale e perciò non episodi meramente locali e tanto meno coincidenze casuali.

B I B L I O G R A F I A

- ARCA S. e BERETTA G.P., 1985 - *Prima sintesi geodetico-geologica sui movimenti verticali del suolo dell'Italia settentrionale (1897-1957)*. Boll. Geod. e Sc. Aff., XLIV, 2: 125-156.
- ASSERETO R. e CASATI P., 1965 - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont., 71 (4): 999-1097.
- BONI A., ARDIGÒ G., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., ROSSETTI R. e ZEZZA F., 1972 - *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 22, 2 carte alla scala 1:50.000.
- BONOMI A., 1987 - *Mura Savallo. Il territorio e la comunità attraverso i documenti*. Brescia: 1-254.
- CACCIAMALI G.B., 1909 - *Studio geologico delle Valli di Lodrino e Lumezzane*. Commentari dell'Ateneo di Brescia per l'anno 1908: 63-100.
- 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 (1): 21-24.
- CASSINIS G. e FORCELLA F., 1981 - *Foglio 34 Breno*. In: CASTELLARIN A. (a cura di), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla sc. 1:200.000*. C.N.R., P.F.G., Sottoprogetto 5, Modello strutturale, Pubbl. n. 441 del P.F.G., Roma.
- CASTELLARIN A., PESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. e RICCI R., 1987 - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, XXX: 287-310.
- CHARDON M., 1975 - *Les Prealpes Lombardes et leurs bordures*. 2 voll., Lille, Paris.
- CRESCENTINI U., 1987 - *Atti del II Seminario del gruppo informale del C.N.R. «Deformazioni gravitative profonde di versante»*. Introduzione. Boll. Soc. Geol. It., 106 (2): 223-224.
- DRAMIS F., 1984 - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., 103 (4): 681-687.
- FORCELLA F., 1984 - *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante*. Boll. Soc. Geol. It., 103 (4): 689-696.
- FORCELLA F., 1987 - *La deformazione di versante del M. Albenza*. Boll. Soc. Geol. It., 106 (2): 273-280.
- FORCELLA F. e ROSSI P.M., 1987 - *Le deformazioni di versante presenti nel territorio di Fuipiano Imagna (Prealpi Bergamasche)*. Boll. Soc. Geol. It., 106 (2): 281-291.
- KEEFER D.K., 1984 - *Landslides caused by earthquakes*. Geol. Soc. of America Bull., 95: 406-421.
- POSTPISCHAL D. (ed.), 1985 - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto rischio sismico e ingegneria sismica. Bologna: 1-239.
- PRESTININZI A., 1984 - *Deformazioni gravitative profonde: aspetti cinematici ed analisi dei rapporti con alcuni processi alterativi*. Boll. Soc. Geol. It., 103 (4): 707-716.
- RIZZO V., 1984 - *Alcuni esempi di fenomeni gravitativi profondi nel tentativo di una loro caratterizzazione*. Boll. Soc. Geol. It., 103 (4): 697-700.

Indirizzo dell'Autore:

GIUSEPPE BERRUTI, Viale Europa 4 - 25123 BRESCIA.