

GIUSEPPE BERRUTI*

GEOMORFOLOGIA DEL BACINO DEL T. MELLA DI SARLE (ALTA V. TROMPIA)**

RIASSUNTO - L'Autore analizza gli aspetti più rilevanti dell'assetto geomorfologico generale del bacino, delle dorsali che ne delimitano il perimetro e del fondo valle. Viene posta in risalto l'incidenza dei fattori che hanno concorso a determinare tale assetto, con particolare riguardo a quelli tettonici e litologici, con marcate differenze nelle forme dei crinali e dei versanti della destra rispetto alla sinistra idrografica.

SUMMARY - *Geomorphology of the Mella di Sarle basin (upper Val Trompia, Brescia - Northern Italy).* The Author takes into consideration the more relevant geomorphological phenomena of the Mella di Sarle basin. He underlines the reasons which affected these factors with a special regard to the structural and lithological aspects. Strong differences are also recognised between crests and slopes of the right and left sides of the basin.

PREMESSA

L'area del bacino del T. Mella di Sarle presenta uno sviluppo a orientamento NE-SW e i bordi di esso possono essere così delineati:

— a SW il lungo costone che dalla cima del M. Muffetto, q 2060 (tutte le quote indicate nel presente lavoro sono tratte dalle tavolette I.G.M. F.° 34 II N.O. Bovegno, ed. 4-1969 e F.° 34 I S.O. Sacco, ed. 5-1969), scende in direzione SE sino alla località di Graticelle, a q 704;

— a NW il crinale M. Muffetto - Corno di Mura q 1937 - M. Rosello q 2025 - Corno del Diavolo q 2031 - passo Foppa del Mercato q 1924;

— a NE il crinale M. Stabil Fiorito q 2003 - M. Crestoso q 2207 - passo delle Sette Crocette q 2075;

— a SE il lunghissimo costone che dal passo ora citato si solleva lievemente a formare la culminazione del Dosso della Croce q 2081, prosegue abbassandosi rapidamente di quota sino alla culminazione del Colle Mericolo q 1549 e, superata la Forcella q 1168, termina a Graticelle.

Come si è detto, la direttrice valliva è NE-SW, salvo il breve tratto compreso tra l'abitato ora citato e l'ampio terrazzo della località Bongio, tratto a direzione N-S. Assumendo come punti estremi del territorio vallivo in esame (lungo la direttrice prevalente) la maggiore culminazione montuosa, il M. Crestoso q 2207, e il ponte posto a valle di Graticelle, a q 704 (ove il T. Mella di Sarle unisce le sue acque con quelle del torrente della valle di Zerlo), il dislivello è di 1503 m (=23,3%) su una distanza in linea d'aria di 6450 m. Si deve tuttavia notare che lo sviluppo

* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

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

del dislivello non è uniformemente distribuito lungo il decorso vallivo. Il fondo valle può essere infatti distinto, anche sotto il profilo morfologico, in due tratti: Graticelle q 704 - C. Mughe q 1037, con un dislivello di 333 m su una distanza complessiva (sempre in linea d'aria) di 2500 m (=13,3%); C. Mughe q 1037 - M. Crestoso q 2207, con un dislivello di 1170 m su una distanza di 3950 m (=29,6%).

Quanto al corso d'acqua che dà nome alla Valle, il torrente Mella di Sarle (i dati che seguono sono contenuti nel lavoro di ZILIANI e FRANCESCHINI, 1986, che ringrazio per avermeli messi cortesemente a disposizione) ha origine a q 1100 ~, nel punto di confluenza dei torrenti della V. Cigoletto, del Mella di Stabil Solato e della val Bozzoline; a q 960 vi si innesta il torrente della V. Vesgheno e a q 825 quello della V. di Rango. Complessivamente il Mella di Sarle, comprendendo il corso d'acqua della V. Cigoletto, dalle sorgenti poste alle pendici del M. Crestoso sino al citato ponte di q 704, ha una lunghezza di 8 Km con un dislivello di 1246 m.

Gli elementi di più marcata rilevanza, in termini macromorfologici, appaiono i seguenti:

a) il carattere a V della sezione trasversale della Valle, con fenomeni di accentuata erosione del fondo tali da aver dato luogo alla formazione di lunghi tratti profondamente incisi in particolare tra la base orientale del dosso delle malghe Bozzoline e il pendio a W delle C. Mughe; e così a valle della confluenza del torrente della valle di Rango;

b) la successione di ripide valli laterali lungo il versante destro idrografico. Da monte a valle si susseguono: la valle del T. Mella di Stabil Solato in cui confluisce da sinistra la «valzella» di Cigoletto (da non confondere con la val Cigoletto che costituisce il naturale tratto iniziale, a NE, del corso vallivo principale); la val Bozzoline; la valle di Vesgheno in cui confluisce da destra la vallecchia di Regoia, separata dal dosso su cui è collocata la baita Vesgheno, dalla vallecchia di Dossolungo che a sua volta si innesta nella valle delle Zoie confluyente anch'essa nella valle di Vesgheno; la valle di Rango.

Di converso il versante sinistro idrografico presenta solo limitate incisioni che non hanno dato luogo alla formazione di veri e propri solchi vallivi. Tuttavia è da tener presente che nelle carte tecniche edite dalla Regione Lombardia, scala 1:10.000, rispettivamente nella sez. M. Crestoso D4c4 e nella sez. Bovegno D5c5, viene attribuita la denominazione di valle di Miolino alla incisione che inizia a WSW della località Forcella e sfocia nella Valle principale a SE di C. Fa; di valle Minale o di Minale a quella che inizia a SW della località Corti di Campomolle e sfocia nel Mella di Sarle a SE di C. Sarle. Infine la denominazione di valle della Strega alla incisione che inizia a SW del colle del Mericolo e sfocia come sopra a NE di C. Mughe. In realtà si tratta di solchi di erosione più o meno svasati. La prima delle tre incisioni sopra elencate riveste un certo interesse quanto meno nella porzione più elevata in quanto può ritenersi che alla sua origine abbia contribuito una faglia vicariante della Linea della V. Trompia che interseca la dorsale appunto nella zona della Forcella, con marcati effetti cataclastici sui micascisti che vi affiorano.

Si può così osservare che esiste un'asimmetria connessa a ragioni strutturali, principalmente riconoscibili nelle caratteristiche tettoniche.

c) l'areale complessivo della destra idrografica è grosso modo tre volte più esteso di quello opposto. È da notare che l'inclinazione media dei due versanti, calcolata dal punto di confluenza del torrente della valle Vesgheno nel torrente Mella di Sarle e, rispettivamente, la q 2009 a SW di M. Rosello (per la destra), la q 2030 a SW della massima culminazione del Dosso della Croce (per la sinistra idrografica), denuncia un valore sostanzialmente identico: 38,5° nel primo caso, 38° nel secondo.

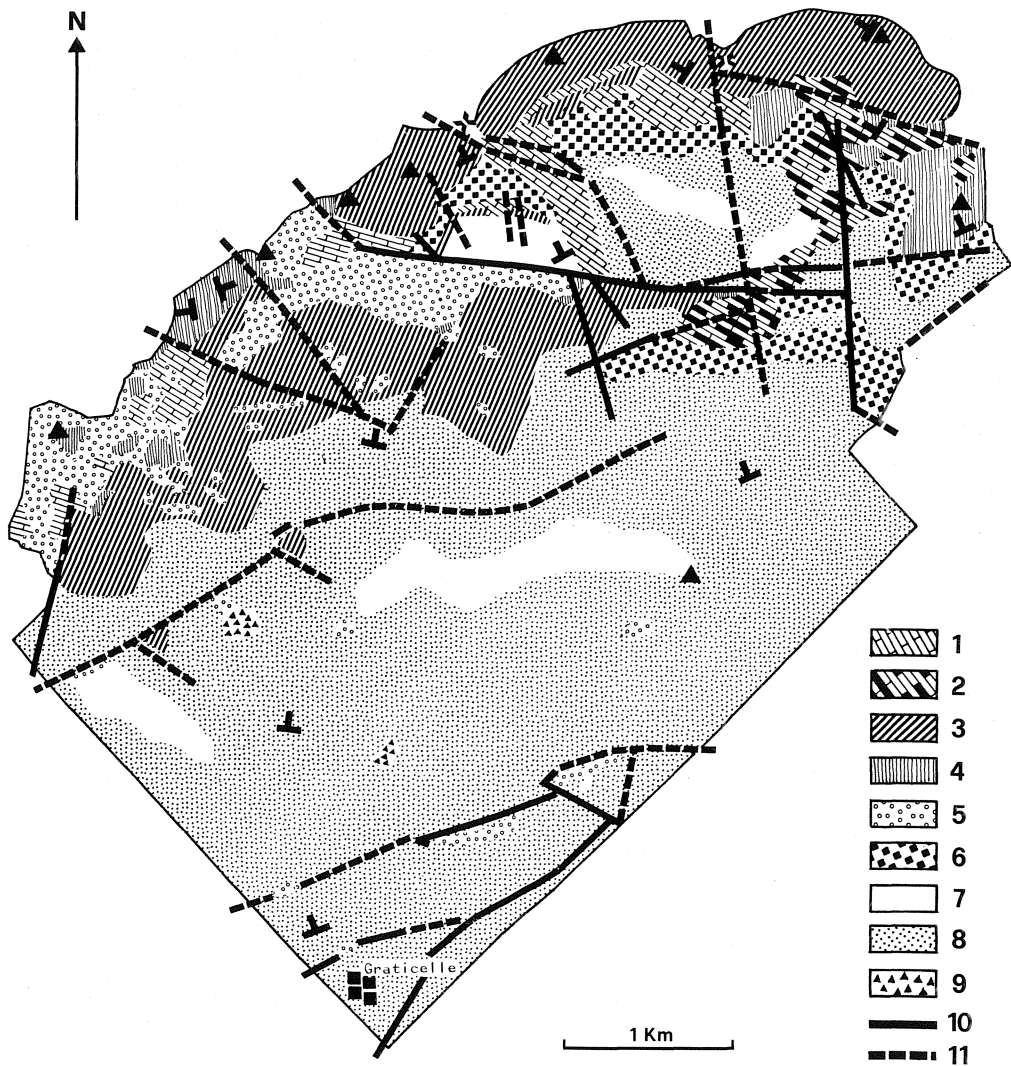


Fig. 1 - Carta geologica schematica del bacino del T. Mella di Sarle.

Legenda: 1) detriti sciolti; 2) morenico; 3) conglomerati e arenarie; 4) marne e siltiti; 5) porfiriti; 6) porfidi; 7) gneiss; 8) micascisti; 9) diorite; 10) faglia; 11) faglia presunta.

FATTORI TECTONICI GENERALI

Il bacino in esame costituisce, arealmente, la porzione maggiore del versante valtrumplino del «Massiccio delle Tre Valli».

Ricordo solo in breve gli elementi più rilevanti che caratterizzano la struttura del massiccio lungo il versante stesso, tema ben noto in letteratura:

a) la forte inclinazione a S e a SE della superficie topografica del massiccio cristallino, compresa la copertura permo-triassica;

b) il ruolo esercitato dalla Linea della Val Trompia, che ha dato luogo ad un «energico affondamento» sia delle rocce a valle della dislocazione che «ad es. sopra Bovegno... anche all'interno» del basamento (CASSINIS, 1979);

c) la suddivisione della struttura della valle del Mella di Sarle in «zolle» o «scaglie» contrassegnate da faglie inverse a direzione E-W o NE-SW con piano di taglio immerso a N o a NW, e conseguente abbassamento delle zolle poste a valle delle linee di dislocazione. Più precisamente possiamo distinguere (da monte a valle):

— la zolla compresa tra la linea del crinale e la faglia del M. Rosello (NW-SE; W-E);

— quella coincidente con la serie dei marcati terrazzi in Verrucano Lombardo delle malghe Vestone (q 1483), Vesgheno (q 1459), Bozzoline di sopra (q 1446): anche in funzione del chiaro allineamento altitudinale, il margine della zolla è agevolmente individuabile;

— infine la zolla compresa tra la linea indicata nel punto precedente e il fascio di faglie (NE-SW) che costituiscono la Linea della Val Trompia e che attraversano la bassa valle del Mella di Sarle a SW della località Forcella;

d) la prevalente immersione a NW o a N dei banchi delle rocce delle diverse formazioni con direzione variabile tra NE-SW e E-W, anche se, come vedremo tra poco, il rilevamento ha consentito di osservare versi di immersione piuttosto variati lungo la zona del crinale, non riconducibili — a mio giudizio — a faglie locali ma piuttosto ai processi di affondamento e abbassamento nonché dalla faglia del M. Rosello.

L'elemento strutturalmente più rilevante, soprattutto in funzione morfologica, è costituito tuttavia, per la Valle in esame, dalla consistente depressione assiale già indicata da BONI (1943) e caratterizzata, in particolare, da una forte salita assiale dal fondo valle verso il Dosso della Croce, da una più modesta culminazione rappresentata dal M. Muffetto. Significativi sono, a questo proposito, gli affioramenti del Servino che si distribuiscono — da NW verso SE — in una successione altitudinale via via decrescente, con gli estremi che si collocano sulla cima del M. Muffetto a q 2060 e nei pressi di malga Cigoletto (e perciò nel fondo valle) con una differenza di quota di ~ 500 m.

Non sembra fuori luogo sostenere che alla depressione assiale si può attribuire un ruolo determinante nella creazione delle condizioni strutturali su cui si è imposta il grande solco vallivo.

La successione delle zolle lungo una sorta di «gradinata» — un *marker* rilevante è rappresentato in questo senso dalla successione di affioramenti del Verrucano Lombardo (da monte a valle) — può essere interpretata come effetto del processo di affondamento conseguente al complesso ruolo esercitato dal fascio di dislocazioni della Linea della V. Trompia.

In termini di maggiore dettaglio è il caso di accennare alla possibile correlazione tra determinate linee di faglia di rilevanza locale e il tracciato di alcuni solchi vallivi sia del versante destro che della zona della testata (per il versante sinistro si è già accennato al caso dell'incisione della c.d. V. del Miolino).

La correlazione può essere quanto meno ipotizzata nei seguenti casi:

— la valle di Cigoletto nel tratto compreso tra la sorgente posta a NW della malga Poffe di Stabil Fiorito e la zona del Casinetto di Cigoletto (direttrice NW-SE);

- la valle del T. Mella di Stabil Solato, pressochè per l'intero suo tracciato, vale a dire sino alla confluenza con la «valzella» di Cigoletto (direttrice NW-SE);
- il tratto della val Cigoletto compreso tra la malga omonima e la confluenza della Valle stessa in quella che deriva dalla congiunzione tra il T. Mella di Stabil Solato e la «valzella» di Cigoletto (direttrice ENE-WSW);
- il tratto medio-inferiore della V. Vesgheno (nuovamente una direttrice NW-SE).

Un secondo e più generale ordine di fattori strutturali che interessa, come nei precedenti casi, l'area settentrionale della Valle — ossia quella compresa tra la «linea» C. Vestone - C. Vesgheno - C. Bozzoline di sotto - C. Sarle Bassa e il crinale spartiacque con la V. Canonica — è costituito dalla fitta successione di faglie che, ad iniziare dalla depressione a NE dell'anticima di q 2009 del M. Muffetto sino al passo delle Sette Crocette, interessano la zona in questione. Salvo due soli casi, trattasi di linee costantemente NW-SE.

La frequenza del fenomeno — da inquadrarsi a mio parere nell'ambito dei movimenti riconducibili alla faglia di M. Rosello (sovrascorrimento da N) — non può non essere posta in relazione anche con la presenza massiccia di corpi eruttivi e, soprattutto, con la notevole varietà di litotipi sedimentari sia continentali che marini.

I LITOTIPI

Avendo riguardo al condizionamento morfologico esercitato dai litotipi affioranti nella Valle in esame, indipendentemente perciò dalla loro collocazione cronostatigrafica, possiamo distinguere:

gneiss: pur essendo presenti sia paragneiss che ortogneiss non sono risultate apprezzabili differenze di effetti, sotto il profilo morfologico (ad es. forme di fratturazione oppure di degradazione) tra i due litotipi i quali, tuttavia, quanto meno negli affioramenti più estesi si caratterizzano per un assetto aspro e rupestre rispetto ai

micascisti muscovitici: i relativi terreni si contraddistinguono per forme di modellamento prevalentemente addolcite sia lungo la linea culminale dei costoni che lungo i versanti;

porfidi: appartenenti alla Formazione di Collio, si caratterizzano per una disomogenea fratturazione a blocchi di varia dimensione e forma; danno luogo a frequenti scarpate e orli di terrazzi;

porfiriti: collocate dalla letteratura più recente nel Trias inferiore, hanno prodotto significative evidenze morfologiche lungo il tratto del versante destro compreso tra l'anticima di q 2009 del M. Muffetto e il C. di Mura, ma soprattutto nella zona delle Corne di Regoia con un'ampia e imponente scarpata. Si distinguono morfologicamente dai porfidi per il carattere prevalentemente lineare della fratturazione che ha favorito, come nel caso ora citato delle Corne di Regoia, la formazione di canali, spesso incassati tra ripide pareti rocciose, pur senza dar luogo a fenomeni di disgregazione strutturale della roccia come nel litotipo precedente;

dioriti: il pur modesto areale dell'affioramento disposto lungo il tratto mediano della valle di Rango, presenta qualche analogia morfologica con alcuni affioramenti di porfidi;

conglomerati e arenarie grossolane: vi ho compreso il Verrucano Lombardo e il Conglomerato di Dosso dei Galli, a prevalenti bancate compatte, con manifestazioni di erosione atipiche in alcuni tratti del crinale e ai quali si accennerà in seguito;

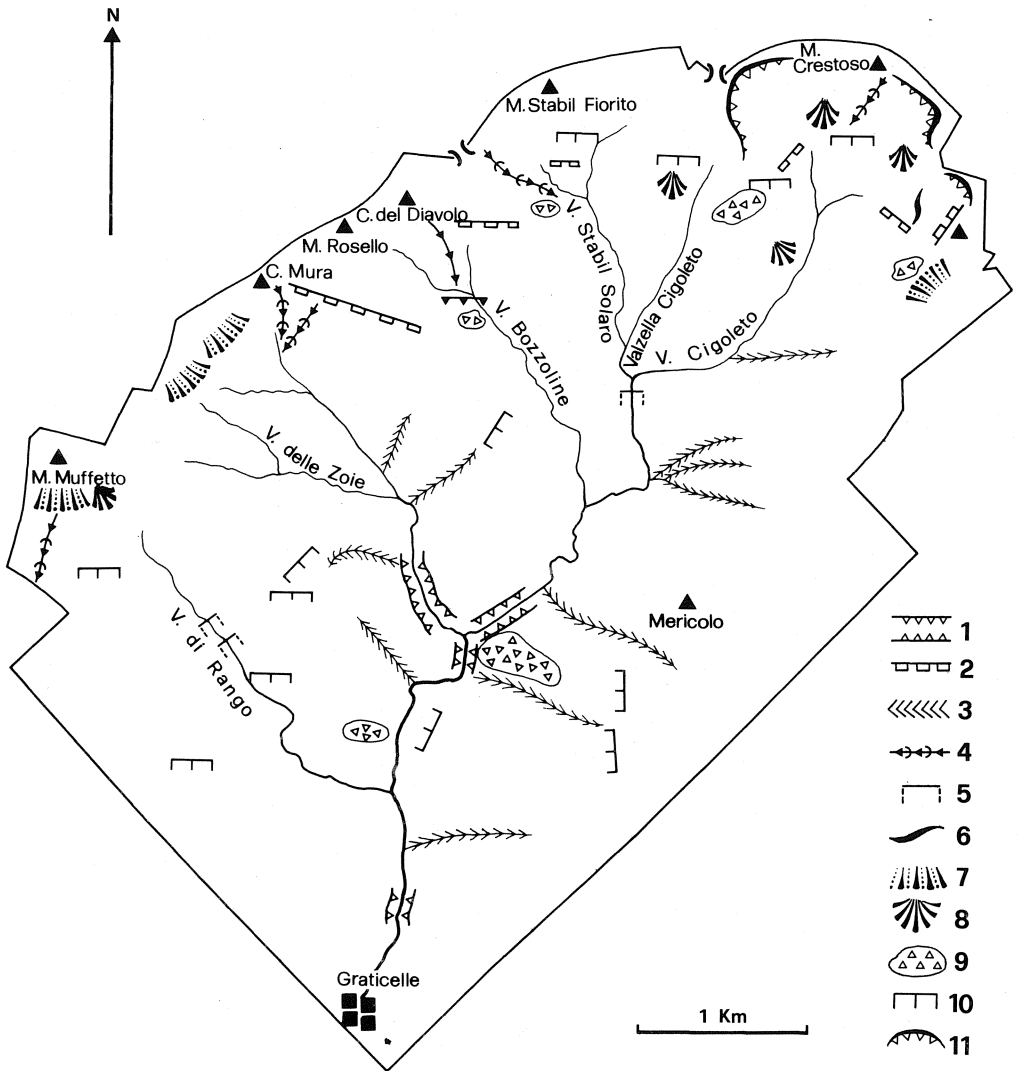


Fig. 2 - Schema geomorfologico del Bacino del T. Mella di Sarle.
 Legenda delle unità morfologiche: 1) forra, gola; 2) scarpata; 3) vallecola a V; 4) zona di valanga; 5) cascata; 6) nivomorena; 7) falda detritica; 8) cono di deiezione; 9) accumulo di frana; 10) terrazzo; 11) circo glaciale.

siltiti, marne, arenarie finissime: comprendono i litotipi appartenenti rispettivamente alla Formazione di Collio e a quella del Servino, entrambe rappresentate nella Valle da rocce a lastre spesso sottili e comunque fittamente stratificate;

morenico: rappresentato da ciottoli più o meno arrotondati, talora con lievi tracce di striature;

detriti sciolti: di origine crioclastica nelle aree più elevate.

FATTORI CLIMATICI

Anche in rapporto alla natura della maggior parte dei litotipi affioranti nell'area del bacino, le precipitazioni idriche assumono certamente una rilevanza notevole, specie in ragione della loro entità.

Come osservano ZILIANI e FRANCESCHINI (1986) la permeabilità delle rocce è in generale «piuttosto bassa» per cui le «oscillazioni di portata» sono «piuttosto elevate»: il dato più espressivo appare quello della portata media per Km² 34.7 l/sec., decisamente alto, e così il coefficiente di deflusso medio (0.75). La piovosità media rilevata alla stazione di Bovegno nel periodo 1921-1980 è pari a 1570 mm/anno, di poco inferiore a quella di S. Colombano: il bacino del T. Mella di Sarle (16.7 Km²) si colloca pertanto tra quelli a più elevato tasso di incidenza della piovosità in un ampio arco temporale.

A ciò si aggiunga il ruolo certamente apprezzabile delle precipitazioni nevose. Mancano purtroppo dati nivometrici relativi alla Valle: è tuttavia da sottolineare che l'area valliva collocata oltre l'isoipsa 1400 costituisce ben il 42.2% dell'area totale (ZILIANI e FRANCESCHINI, 1986). Ne consegue una protratta copertura nevosa nella parte altitudinalmente più elevata, con conseguente apprezzabile contributo al «carico» idrico complessivo, sia in termini di ruscellamento che di alimentazione dei corsi d'acqua.

Nella cartina di fig. 2 sono indicate le zone valanghive, tenendo conto dei dati rilevati e cartografati a cura della Regione Lombardia (con qualche integrazione che ho ritenuto di effettuare sulla base di ripetuti rilevamenti personali compiuti nel corso del passato decennio). Si noterà come trattisi in netta prevalenza di zone valanghive di canalone, salvo che per quelle di versante del M. Crestoso.

ANALISI DELLE ZONE

Il crinale e il versante vallivo tra M. Muffetto e il Corno del Diavolo

L'opportunità di trattare separatamente questo tratto della dorsale destra da quello successivo, diretto a NE e compreso tra il Passo della Foppa del Mercato e quello delle Sette Crocette, è suggerita non tanto dalla diversa direzione quanto dalle consistenti differenze morfologiche tra le due zone, derivate sia da fattori litologici che tectonici.

Le considerazioni che seguono sono sostanzialmente un commento alla sezione di fig. 3, profilo tratto da una mia precedente, breve nota (BERRUTI, 1975), dedicata ai caratteri geomorfologici della zona culminale del massiccio cristallino. In essa avevo tratteggiato i lineamenti della zona stessa, senza estendere l'esame alle aree di versante.

Il marcato carattere a piramide, dalla ampia base, del M. Muffetto è particolarmente evidente da S e SW. È tuttavia da notare che la linea del crinale si propone come un profilo ondulato con lievi variazioni altitudinali: è così da notare che il massimo scarto di quota che si rileva lungo il tratto di crinale in esame è di soli 173 m rispettivamente tra il M. Muffetto, q 2060, e la sella che precede, a q 1887, in direzione SW, il Corno Mura.

Come si rileva dal profilo cui ho accennato, sulla vetta del M. Muffetto affiorano, in un breve spazio, marne del Servino ampiamente circondate e spesso intervallate dalle porfiriti. La vera e propria zona di vetta è costituita da un modesto ripiano

suborizzontale, a copertura erbacea. Appena sotto la vetta (verso ENE, q 2025 ~) la giacitura del Servino presenta una direzione NW-SE con un'immersione a SW di ~ 75°: ma qualche decina di metri più in basso, verso oriente, l'immersione tende a dirigersi a SSW.

Esteso e potente è l'affioramento delle porfirite triassiche che affiorano presso la zona culminale del monte, particolarmente a NW, W e SW. Procedendo lungo il crinale, e perciò in direzione NE, esso si abbassa rapidamente: a tal proposito appare presumibile che l'accentuazione dell'inclinazione anche dei versanti sia stata favorita dalla presenza delle porfirite (il versante settentrionale è decisamente rupestre e in taluni tratti subverticale).

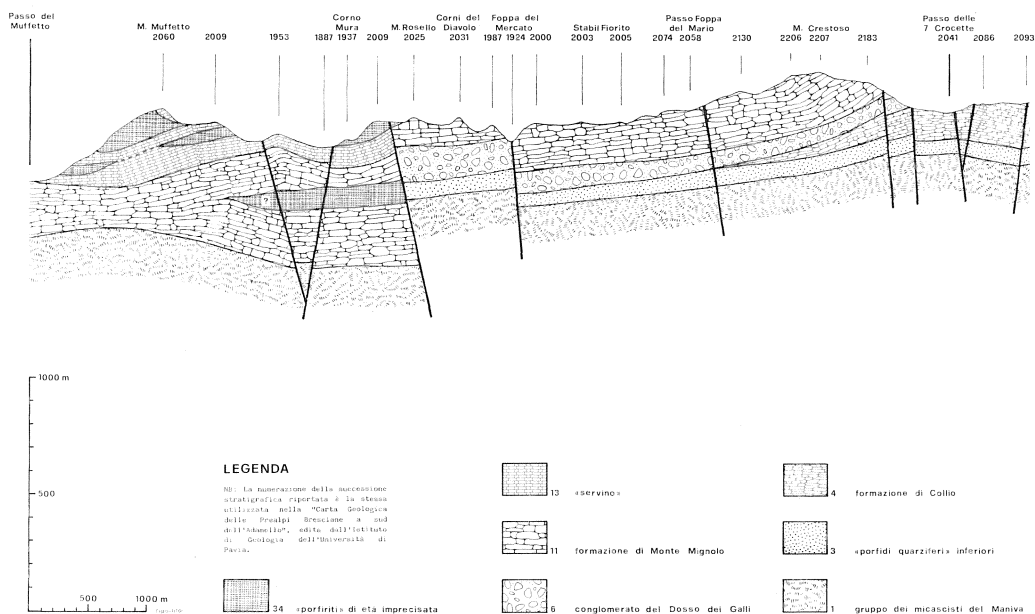


Fig. 3 - Sezione geologica del crinale tra il Passo del Muffetto e il Passo delle Sette Crocette.

La zona superiore del versante valtrumplino, tra il Muffetto e l'antecima NW di q 2009 presenta una preminente copertura erbosa con frequenti gradini di reptazione da pascolo, rari affioramenti di marne del Servino e un limitato lembo di calcari della stessa Formazione. Nel tratto tra la q 2009 e la culminazione di q 1953, il versante è fittamente scanalato dall'erosione per ruscellamento diffuso con frequenti e talora marcati spuntini di porfirite. La culminazione di q 1953 è rispettivamente preceduta e seguita da due ampie selle impostate su linee di dislocazione a direzione NW-SE. È presumibile che la culminazione citata sia il risultato dell'azione esercitata dalle due faglie sopra ricordate: è da rilevare infatti che all'incrocio tra le medesime in val Vesgheno (grosso modo tra l'isoipsa 1270 e la 1380) una porzione limitata del basamento risulta sollevata a cuneo. Altro effetto degli eventi in questio-

ne è dato dalle frequenti variazioni del verso di immersione delle marne del Servino lungo il tratto di cresta compreso tra la sella a WSW di q 1953 e il pendio in porfiritiche che sale al Corno Mura: da un verso W ad uno SSE, sino a NNE e NE, con inclinazioni modeste (15° - 20°) sino alla suborizzontalità.



Fig. 4 - Il crinale tra i monti Rosello e Muffetto

A SE del M. Muffetto si sviluppa la prima delle valli del versante destro (procedendo da SW verso NE): la valle di Rango.

Due lunghi costoni l'affiancano rispettivamente a SW e NE. Il primo si dirama pressochè dalla cima del Muffetto e prosegue con una linearità costante sino a Graticelle. Tra la zona immediatamente sottostante la cima sino all'isoipsa 1850 ~, lungo

il pendio piuttosto ripido, si estende un ampio macereto con piccoli massi, grossi ciottoli derivanti dalla disgregazione delle porfirite ivi affioranti. Sparsi e isolati sono alcuni spuntoni rocciosi (sempre di porfirite) che assumono una maggiore dimensione nell'alto versante destro della valle di Rango, associati a coni detritici assestati.

Lungo il costone, poco a monte della malga Muffetto (q 1735), la linea di pendenza registra una sensibile riduzione, tale da dar luogo ad un breve falsopiano a terrazzo: è da ritenere che l'origine del terrazzo sia da attribuire al passaggio dalle porfirite alle arenarie e ai conglomerati del Verrucano Lombardo. Successivamente il costone riprende ad assumere un discreto grado di inclinazione. Un secondo terrazzo si incontra a C. Gardino (q 1285), presumibilmente favorito dalla erosione differenziale dei micascisti della Formazione del Maniva che circondano a valle una consistente zona di affioramento di ortogneiss. È al livello di C. Gardino che termina il bosco ad Abete rosso parzialmente misto a Larici, mentre *Alnus viridis* colonizza sino a ~ 1470 m; seguono sparsi cespugli di rododendri che non superano i 1600 m.

Due zone di valanga interessano il lato occidentale della linea del crinale. La prima si colloca a SW della zona di vetta con origine attorno all'isoipsa 2000, direzione S, dislivello di scorrimento di ~ 200 m; la seconda a SW di malga Vestone con zona di origine a ~ 1500 m, direzione SW, dislivello di scorrimento di ~ 380-400 m.

Il fianco orientale della V. di Rango corre lungo l'altro costone che si dirama dall'anticima già citata di q 2009, sino al fondo della valle del Mella di Sarle, a SE della località Rango. Il versante SW del costone è interessato da quattro marcati solchi di erosione. Sul versante NE sono degni di nota:

- il terrazzo di malga Vesgheno, lievemente inclinato a ESE;
- l'articolata testata della valle delle Zoie, caratterizzata da lunghi e stretti speroni in parte rocciosi in parte erbosi, tra i quali si collocano tre valloncelli che alimentano per ruscellamento il rio della Valle.

Il tratto terminale del costone, dopo il ripiano a terrazzo del punto quotato 1526, presenta un lungo, rettilineo solco di incisione che si fa netto a partire da q 1350 ~ sino al fondo valle, a S dell'ampio terrazzo alluvionale della località Bongio.

Il bosco ad Abete rosso e Larici sale un poco più in alto rispetto al costone frontistante destro, sino a ~ 1370 m.

La val di Rango, particolarmente ricca di acque sorgive, dopo un ripido e svasato solco a prevalente copertura erbosa, arbusti e detriti sparsi, a partire dall'isoipsa 1700 assume il carattere di un vallone stretto tra erti fianchi rocciosi. Il *thalweg* è infatti inciso pressochè costantemente nella viva roccia (dall'alto: Verrucano Lombardo, porfirite, diorite, micascisti): nel tratto tra le isoipse 1600 e 1300 sono attive pressochè per tutto l'anno quattro cascate con salto variante tra i 3 e i 5 m. Poco a valle del corpo dioritico affiorante tra le quote 1370 e 1260 un terrazzo piuttosto esteso interrompe nettamente il profilo longitudinale della Valle e la sua precedente, forte pendenza che tuttavia riprende energeticamente a valle del terrazzo, sino alla confluenza del rio nel Mella di Sarle.

A NE della V. di Rango si apre l'ampio bacino della val Vesgheno — con le sue brevi convalli alla destra idrografica (V. di Regoia, V. di Dossolungo, V. delle Zoie) — la cui testata a semicerchio va dall'anticima di q 2009 del Muffetto sino al Corno Mura (q 1937) e alla lunga e alta scarpata porfiritica delle Corne di Regoia.

Già si è accennato alla articolata testata della V. delle Zoie: v'è da aggiungere che tra la sua parte più elevata e l'alta V. Vesgheno — grosso modo all'altezza dell'isoipsa 1700 — affiorano a più riprese ampi speroni e spuntoni rocciosi prevalentemente di porfirite, raramente di marne del Servino.



Fig. 5 - La scarpata in porfirite delle Corne di Regoia.

Nel tratto superiore della V. Vesgheno (dal crinale sino all'isoipsa 1300), le vallecole di Regoia e di Dossolungo si configurano quali valloni rocciosi stretti e apprezzabilmente profondi con forte escavazione del fondo. Il dosso sul quale è collocata la baita Vesgheno, tra le due vallecole sopra citate, ha la struttura di uno stretto e allungato sperone. Come ho accennato nel capitolo sui fattori tettonici generali, ritengo che la dislocazione che corre lungo il versante sinistro idrografico della V. Vesgheno, sino almeno alla confluenza di quest'ultima nella V. delle Zoie, abbia concorso alla formazione del solco vallivo in questione. Come si rileva dalla sezione di fig. 2, sia il Servino che i micascisti del basamento risultano sollevati rispetto agli omologhi litotipi posti a ENE della dislocazione. Complessivamente risulterebbe sollevato tutto il «cuneo» compreso tra i seguenti tre punti: sella a WSW della culminazione di q 1953; sella a SW del Corno Mura; punto a ~ 380 m a monte della confluenza della V. delle Zoie nella V. Vesgheno, ove alla dislocazione in esame si unisce quella avente direzione NW-SE e che interseca la prima delle selle sopra ricordate.

La confluenza delle acque della V. delle Zoie nella V. Vesgheno, poco a NW della malga Bozzoline di sotto, determinando un consistente incremento e della portata e della potenza del torrente della V. Vesgheno stessa, fa sì che il tratto di quest'ultima compreso tra l'isoipsa 1150 ~ e lo sbocco nel T. Mella di Sarle assuma il carattere di forra con forte pendenza dei relativi fianchi, anche oltre i 50°-60°. Notevole, in particolare, l'incisione per erosione nell'affioramento di gneiss nel tratto terminale della V. Vesgheno: a mio giudizio può stimarsi che almeno 120 m di

potenza dell'affioramento originario siano stati energeticamente incisi e ampiamente erosi dal torrente.

L'elemento morfologico di maggior rilevanza nel bacino dell'alta Val Vesgheno è costituito dall'imponente scarpata che, a partire dal Corno Mura, si estende in direzione SE: le c.d. Corne di Regoia.

Trattasi di una tipica scarpata determinata dalla presenza di porfiriti, la cui immersione è volta a SSW con inclinazione media tra 65° e 75°, un consistente corpo effusivo con un fronte che si sviluppa da WNW a ESE per ~ 1120 m e verticalmente raggiunge, nel tratto centrale, i 250 m ~.

A valle della scarpata il ripidissimo pendio erboso è scanalato da cinque lunghi solchi di erosione, più o meno coincidenti con «intervalli» della fronte della scarpata stessa. Alcuni dei solchi costituiscono colatoi di valanghe, alimentati dai ripidissimi valloni rocciosi corrispondenti alle interruzioni del fronte di scarpata cui si è prima accennato.

Degno di nota è lo stacco netto tra il torrione del Corno Mura, troncato alla sommità, e la restante fronte, che dà luogo ad un canalone subverticale (colatoio di detriti crioclastici e di valanghe), a sua volta sotteso ad un ripido e svasato avvallamento imbutiforme la cui sommità coincide con la culminazione senza nome di q 2009 (corrispondente alla Cima Torricella q 2011 nella carta tecnica citata «M. Crestoso»).

Quanto alla morfologia della linea del crinale, a NE del Corno Mura, sia la citata culminazione senza nome di q 2009 che il M. Rosello, q 2025 (rispettivamente in porfirite e Verrucano Lombardo), presentano i caratteri di una piramide regolare, dal versante valtrumplino. Infatti, già nella precedente nota del 1974 avevo posto in evidenza le consistenti difformità morfologiche tra il versante stesso e quello camuno. Caso tipico quello del M. Rosello: rupestre e strapiombante (a tratti) verso NE e NW; prativo con arbusti e più o meno inclinato quello meridionale. Nel caso del Corno del Diavolo, q 2035, mutano i termini nel senso inverso. Avevo allora sottolineato il presumibile contributo delle masse glaciali pleistoceniche alla conformazione del versante camuno, senza tuttavia trascurare il ruolo esercitato da diaclasi e brevi dislocazioni locali, in una zona interessata da un complesso processo di sovrascorrimento (da NW verso SE). Per quanto concerne in particolare la morfologia del versante meridionale del Corno del Diavolo ritengo sia da tener in conto il fatto che esso si colloca al centro del «cuneo» sollevato su cui mi intratterò tra breve, con i conseguenti presumibili effetti indotti dalla dinamica del processo di sollevamento.

Ancora una annotazione relativa alla presenza della copertura boschiva: mentre lungo tutto il tratto del versante destro compreso tra il Muffetto e la V. Vesgheno il bosco ad Abete rosso e Larice non supera i 1300-1350 m, lungo il dosso che sale verso settentrione tra la V. Vesgheno e la V. Bozzoline il bosco raggiunge, con consistenti gruppi di larici, i 1600 m sul lato NE e i 1450 m su quello SW.

Di non minore rilevanza, rispetto alla val Vesgheno, sono gli elementi morfologici di quella ad essa successiva: la val Bozzoline.

Già si è accennato al ruolo esercitato dalla faglia del Rosello e al relativo corteggio di locali dislocazioni talora ortogonali ma più spesso oblique rispetto alla direttrice della faglia stessa.

Gli elementi morfologici più rilevanti nella zona in questione appaiono i seguenti:

- a) il terrazzo della malga Bozzoline di sopra, q 1446, a direzione NE-SW;
- b) i due consistenti speroni trasversali, lungo l'erto dosso delle Barbe Rosse, costitui-



Fig. 6 - La scarpata in porfido a NE di Baita Prada.

ti da calcari grigio-chiari del Servino sui quali poggiano fitti strati di marne della stessa Formazione;

c) i numerosi solchi di erosione nella zona posta a semicerchio attorno a baita Prada: rilevante la coincidenza di taluni dei solchi stessi con dislocazioni locali;

d) la scarpata in porfidi quarziferi del «Collio» a SE del Corno del Diavolo, grosso modo appena sopra l'isoipsa 1850: il relativo fronte (WSW-ENE) ha una lunghezza di ~ 450 m e un'altezza media di ~ 80-85 m, con porzioni a forma di torre o campanile che raggiungono i 110-120 m;

e) la scarpata di frana che, a SE di baita Prada, inizia attorno all'isoipsa 1550, con un'altezza di ~ 40 m e raggiunge la base dell'affioramento di porfirite (contraddistinto da un elevato grado di inclinazione: ~ 70°) cui sottende il Verrucano Lombardo;

f) il conseguente accumulo di frana di crollo prodottasi nel corso del 1985, all'incrocio tra il rio che scende a SW del M. Rosello e quello che scorre a oriente di baita Prada;

g) l'accumulo di frana stabilizzata a valle del versante NE della scarpata del punto d), ricoperta da detriti e terriccio con solchi di ruscellamento.



Fig. 7 - La depressione di cresta tra il Corno del Diavolo e il M. Stabil Fiorito.

Di un certo rilievo è il canalone roccioso che, a partire dal centro del fronte della scarpata del predetto punto d) scende a E della baita, prosegue oltre il punto quotato 1556: nella stagione del disgelo, e prima dell'inizio del massimo di quella estiva, ospita una cascata a più salti per un dislivello complessivo di oltre 100 m.

Il crinale e il versante vallivo tra i passi della Foppa del Mercato e delle Sette Crocette

Procedendo verso ENE, sia la valle del T. Mella di Stabil Solato che la «valzella» di Cigoletto, confluenti nella valle di Cigoletto a SE dell'omonima malga di q 1533, propongono uno scenario morfologico in buona misura mutato rispetto alla zona esaminata in precedenza.

Iniziando dalla linea del crinale, l'ampia depressione che dà luogo alla sella della Foppa del Mercato (q 1924) assume una particolare rilevanza.

La depressione può essere attribuita solo in minima parte, a mio giudizio, a erosione differenziale (sul lato ENE affiora il Verrucano Lombardo su quello WSW si ha in basso il Conglomerato di Dosso dei Galli ed in alto nuovamente il Verrucano), date le non rilevanti differenze sedimentologiche — in questo caso — tra le due Formazioni. Appare invece determinante una causa tectonica. La zona della sella è infatti interessata da una faglia diretta, a direzione NW-SE e immersa a NE, a inclinazione subverticale. Tutto il blocco compreso tra la faglia in questione

e il tratto iniziale di quella del Rosello (a direzione NW-SE) risulta sollevato, talchè il Conglomerato di Dosso dei Galli compreso nel «blocco» si colloca al medesimo livello del Verrucano affiorante all'esterno del blocco medesimo, a ENE della faglia.

Il sollevamento ha interessato (dal basso): il Verrucano Lombardo, il Conglomerato citato, i porfidi quarziferi della Formazione di Collio, il basamento. È presumibile che il sollevamento possa essere posto in relazione con il sovrascorrimento da N verso S delle Formazioni poste a monte della faglia del Rosello.

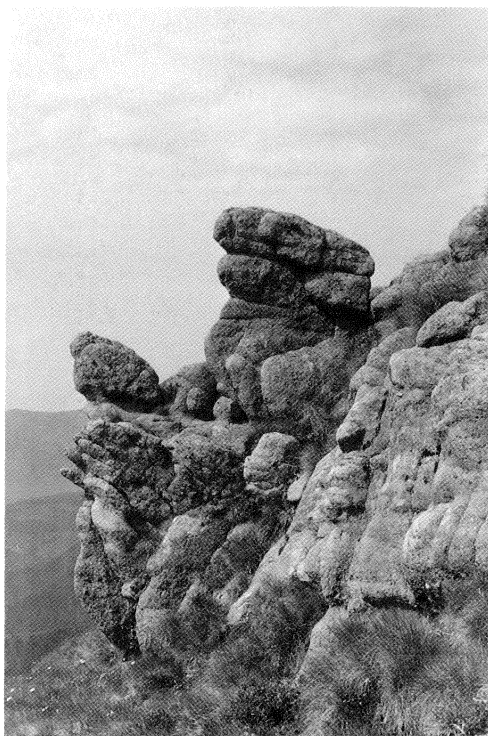


Fig. 8 - «Tafoni» nel Verrucano Lombardo al M. Stabil Fiorito.

La valle del T. Mella di Stabil Solato, rispetto alla «valzella» di Cigoletto, presenta un *thalweg* decisamente più profondo: il suo versante sinistro è inciso da due solchi di apprezzabile ampiezza e sviluppo, nonché da altri minori. La maggiore ampiezza della parte superiore del bacino della Valle in questione, rispetto alla seconda e il grado più elevato di pendenza dei versanti spiegano il carattere più marcatamente inciso del fondo vallivo.

A SE della depressione della Foppa del Mercato si estende un ripido versante interessato da valanghe con zona di origine a ~ 1900 m, che raggiungono l'area di confluenza delle diramazioni di testata dell'alta valle del T. Mella di Stabil Solato, con un dislivello di scorrimento di ~ 200-220 m.



Fig. 9 - Il circo glaciale del M. Crestoso.

Vanno infine segnalati i seguenti elementi morfologici:

- a) il terrazzo della malga Stabil Solato (q 1774) impostato su un ampio affioramento di porfidi quarziferi;
- b) una breve scarpata, sempre in porfidi quarziferi, a SW della Malga, scarpata che dà luogo ad una netta rottura di pendenza lungo lo stretto costone che separa i due rami del tratto superiore del Mella di Stabil Solato;
- c) il lungo e stretto solco di incisione che si sviluppa circa dalla isoipsa 1900 a NE della Malga citata, unendosi in basso ad altro solco meno scavato.

Quanto al M. Stabil Fiorito, q 2003, è da rilevare che il relativo versante SE è costituito da una successione di balze rocciose in Verrucano Lombardo; il ripido tratto orientale del versante, a copertura prevalentemente erbosa, è invece inciso da tre solchi di erosione pressochè paralleli.

Sia lungo la linea di cresta — linea a tratti rocciosa e piatta, a tratti erbosa e arrotondata — del monte in questione, che lungo la linea del crinale sin nei pressi della depressione della Foppa del Mario (q 2058), sono degni di nota taluni fenomeni di erosione che hanno interessato il Verrucano (è qui prevalente la facies ad arenaria molto fine) con non frequenti forme di modellamento del tipo «tafoni».

A NE del M. Stabil Fiorito, poco a valle del punto quotato m 2005, uno slittamento dei banchi del Verrucano ha determinato la formazione di una depressione



Fig. 10 - La dorsale del Dosso della Croce, da sud.

i cui bordi, a valle, sono formati dall'accumulo dei detriti che dalla linea del crinale sono trasportati dalla neve, dando così luogo a brevi argini assimilabili a nivo-morene. La depressione ha dato origine ad un modesto terrazzo.

Lungo la «valzella» di Cigoletto l'elemento morfologico di maggior rilievo — oltre ad alcuni coni di deiezione stabilizzati disposti lungo il versante destro idrografico — è rappresentato dalla estesa zona coperta da massi (porfidi quarziferi) franati dal terrazzo cui accennerò tra poco, distribuiti lungo ~ 145 m di dislivello sul versante sinistro, a SW del terrazzo citato, coincidente con il punto quotato 1986 m.

Il terrazzo è a mio giudizio il prodotto di un processo di erosione differenziale: il vasto ripiano in questione registra infatti il contatto tra le siltiti arenacee della

Formazione di Collio, a monte, e i porfidi quarziferi a valle. I litotipi del «Collio» si presentano molto alterati e ridotti a detrito minutissimo o sfatto. Si tratta pertanto di un terrazzo strutturale.

Altro terrazzo, di minori dimensioni, è collocato sul lato destro idrografico della «valzella», nella zona del punto quotato 1921 m: anche in questo caso l'elemento morfologico in questione coincide con un affioramento di porfidi quarziferi.

Subito a ENE del terrazzo di q 1986 una lunga scarpata di porfidi, il cui profilo è reso irregolare dalla intensa fratturazione della roccia, interrompe la linea del pendio.

L'ampia testata della V. Cigoletto si chiude a semicerchio tra il passo Foppa del Mario (q 2058), il M. Crestoso (q 2207) e il ripiano a WNW del passo delle sette Crocette (q 2075).

È da osservare che mentre non appare rilevante, sotto il profilo morfogenetico, il ruolo esercitato dalle dislocazioni a carattere locale (con l'eccezione dell'alta valle di Cigoletto nel tratto a W e a SW della malga Poffe di Stabil Fiorito), sono invece da sottolineare gli elementi prodotti dalla copertura glaciale pleistocenica nell'ampia conca a SSE del M. Crestoso.

Innanzitutto un breve cenno sul monte stesso: singolare è la sua conformazione a bastione, grosso modo orientato E-W. con una lunga cresta a banchi rocciosi del Verrucano. I banchi hanno giacitura orizzontale e/o obliqua (la seconda prevale e dà luogo a immersioni a NW), con direzione NE-SW.

L'assetto subverticale dei banchi del Verrucano Lombardo e del Conglomerato di Dosso dei Galli conferisce un netto carattere rupestre al tratto del versante meridionale del monte (interrotto da un ripidissimo canale), compreso tra il falsopiano che porta all'ampia sella del passo delle Sette Crocette e la linea ideale che scende a SW dell'antecima di q 2183. A WNW di tale linea il versante continua ripido: la metà superiore presenta un'apprezzabile successione di testate dei banchi inclinati a NW che danno luogo a brevi salti di roccia. La metà inferiore, sempre ripida, è a terreno prevalentemente erboso con detriti sparsi. La malga Poffe di Stabil Fiorito (q 1917) è ubicata su un ampio ripiano lievemente inclinato, formato eminentemente da depositi glaciali, con brevi ed episodici affioramenti di roccia in posto. La zona si colloca in un ampio circo glaciale, alle pendici meridionali del M. Crestoso. Consistente è l'apporto dei detriti trasportati dalle slavine di versante.

A tale proposito aggiungerò che secondo il «Catasto delle valanghe» edito dalla Regione Lombardia nel 1977, l'area interessata dal fenomeno si colloca lungo il versante SW del M. Crestoso, poco a valle del punto di q 2183, con una zona di scorrimento a direttrice SW di ~ 190-200 m. Dai rilevamenti che ho compiuto in questi ultimi quattro anni ritengo di poter dedurre che lo sviluppo lineare della zona di origine è più ampio: esso si estende verso NW tanto da interessare, come si è già osservato, la Malga sottostante, talchè la zona di origine può stimarsi almeno doppia di quella segnalata dal «Catasto».

Poco a NW della Malga, nei pressi della sorgente di q 1950, si distende un'ampia conoide detritica stabilizzata.

A SW della linea ideale che congiunge il passo delle Sette Crocette con lo sperone roccioso a SE dell'antecima orientale del Crestoso (q 2183), si apre un ampio circo a due ripiani, separati da un breve salto roccioso.

Il più elevato è collocato alla quota media di 2025 m, quello inferiore a ~ 25-30 m più a valle, verso SW. Il ripiano inferiore ospita una vasta zona di sfagni anche nella tarda estate: è sotteso da un'ampia scarpata rocciosa di porfidi, a forte inclinazione (~ 65°).

Superfici di roccia modellate dai ghiacci pleistocenici affiorano sia a NNW del ripiano superiore che a SSE di quello inferiore del circo.



Fig. 11 - Il terrazzo della C. Corti di Campomolle.

La dorsale Dosso della Croce - colle Mericolo - Graticelle

Il lungo costone del Dosso della Croce che, oltrepassata l'ampia sella a SW della malga La Croce (q 1541), prosegue in direzione SW con la breve culminazione in gneiss del colle Mericolo (q 1549) sino a Graticelle, chiude il lato orientale della Valle del T. Mella di Sarle.

La forma arrotondata della zona culminale del Dosso — tra le quote 2070, 2081 e 2030 (procedendo da NE verso SW) — costituisce certamente anche il risultato dell'erosione della copertura rappresentata dai litotipi siltosi ed arenacei della Formazione di Collio, piuttosto fragili. Dev'essere altresì rilevato il fatto che la zona in questione ha subito gli effetti del consistente modellamento glaciale pleistocenico.

È presumibile, anzi, che l'area stessa fosse in parte interessata da fenomeni di trasfluenza: come sul lato occidentale (il riferimento è al circo a due ripiani cui si è accennato poco sopra), sul lato ESE si apre l'ampia zona dei circhi a gradinata rispettivamente di malga Mésole e di malga Mesorzo. Ritengo che tuttavia la trasfluenza avesse una prevalente direttrice NE-SW, vale a dire dall'alta valle del T. Grigna di Stabil Solato, nella quale la notevole consistenza della copertura glaciale pleistocenica è diffusamente testimoniata da rocce levigate e striate, e da contropendenze.

Sia il lato orientale che quello occidentale del Dosso danno luogo ad allungate scarpate ad alto grado di ripidità: trattasi soprattutto, anche in questo caso, di un potente affioramento di porfidi quarziferi; ma sul versante occidentale la porzione



Fig. 12 - Il fondo valle e la zona centrale dei versanti, da nord.

superiore della scarpata comprende anche i banchi sedimentari della Formazione di Collio.

A WSW della sommità del Dosso, a q 2025 ~, su un ripiano a forma ellissoidale posto al piede della scarpata, ho rilevato la presenza di un cordone che chiude a valle il ripiano stesso, cingendone il bordo. Il cordone, la cui altezza massima non supera i 40-45 cm, è costituito dall'accumulo di detriti provocato, a mio giudizio, dall'azione delle slavine che interessano il versante; il relativo percorso è abbastanza chiaramente riscontrabile sul lato SE della scarpata. Può essere indicato perciò come una nivomorena.

A valle del punto quotato 1931, ove si esaurisce la zona di scarpata, il Dosso assume una fisionomia sostanzialmente uniforme sino alla ampia sella a SE della malga Sarle superiore. Poco oltre la sella stessa si ha infatti la breve culminazione del citato colle Mericolo, in gneiss; a valle di essa il profilo torna ad essere dolcemente inclinato verso SW.

Gli elementi morfologici degni di citazione sono costituiti dai tre solchi di incisione cui si è accennato nella premessa: dal terrazzo in micascisti della C. Corti di Campomolle (q 1342) e da quello, poco a valle, di q 1335 ~; dalla zona della Forcella ove corre una già citata vicariante della Linea della V. Trompia. Il bosco a Larici termina grosso modo all'altezza dell'isoipsa 1400, ma numerosi individui raggiungono l'isoipsa 1500.



Fig. 13 - La piana di C. Mughe.

Il fondo valle

Il fondo valle è qui preso in esame a partire dal tratto della V. Cigoletto che si dirige verso SW poco a S della omonima malga. Prevalgono gli elementi propri di un solco a forte incisione: in più punti, come già si è accennato, è possibile attribuire al solco il carattere di forra. Terrazzi alluvionali più o meno lievemente digradanti verso il corso del torrente si riscontrano:

- poco a monte del punto di confluenza del rio di V. Bozzoline e di quello della V. Cigoletto, ove sono ubicati due baitelli senza nome (q 1140~);
- nella località Bongio: il terrazzo è di ampiezza apprezzabile (la lunghezza è di ~270 m, la larghezza di ~120). A NE di esso si estende la vasta zona prativa delle C. Mughe: a mio giudizio essa presenta i caratteri di un antico, svasato cono di deiezione che potrebbe aver colmato un'originaria zona a terrazzo.

Il torrentello della c.d. V. Minale scorre per un buon tratto lungo un canalino inciso tra i banchi di micascisti immersi a NW di ~50°. Sulla destra della vallecola si sviluppa un dosso digradante con una successione di conche svasate, poco profonde, che ne modellano pressoché l'intera superficie.

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

- ARDIGÒ G. e BONI A., 1952 - *Sulla stratigrafia del Massiccio delle Tre Valli Bresciane*. Boll. Serv. Geol. d'It., 74, (2), Roma.
- ARDIGÒ G., 1955 - *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. IV: La porzione nord-occidentale (Tettonica)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 6, Pavia.
- BERRUTI G., 1971 - *Sulle glaciazioni quaternarie nell'alta Val Trompia*. Natura Bresciana, 7, Brescia.
- BERRUTI G., 1975 - *Note geomorfologiche sull'alta Val Trompia: la zona culminale del massiccio cristallino*. Natura Bresciana, 11, Brescia.
- BONI A., 1943 - *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. P. I: la porzione centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, Pavia.
- CACCIAMALI G.B., 1926 - *Sulla geologia dell'alta V. Trompia*. Com. At. Brescia.
- CACCIAMALI G.B., 1930 - *Morfogenesi delle Prealpi Lombarde*. Ed. Geroldi, Brescia.
- CASSINIS G., 1966 - *Rassegna delle formazioni permiane dell'alta Val Trompia (Brescia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17, Pavia.
- CASSINIS G., 1966 - *La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano)*. Riv. It. Pal. Strat., 72, (3), Milano.
- CASSINIS G., 1979 - *Motivi strutturali emersi da un profilo condotto nelle Prealpi Bresciane, tra il Passo di Croce Domini e Salò*. Rend. Soc. Geol. It., 2, Roma.
- COZZAGLIO A., 1917 - *Sull'origine neogenica della Val Trompia e della Val Camonica*. Com. At. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1923 - *Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle Prealpi Bresciane*. Com. At. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1928 - *Rocce eruttive delle Prealpi Bresciane e loro influenza sulla struttura e sul meccanismo delle montagne*. Com. At. Brescia.
- COZZAGLIO A., 1928 - *Per una storia geologica delle vallate alpine*. Com. At. Brescia.
- MARTINA E., 1966 - *La granodiorite di Val Torgola - Val Navazze e la linea della Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. (A), s. 2, 100, Milano.
- AA.VV., 1971 - *Note illustrative della carta geologica d'Italia. Sc. 1: 100.000. Foglio 34 BRENO*, Roma.
- PENCK A. e BRÜCKNER E., 1909 - *Die Alpen in Eiszeitalter*. Leipzig.
- SACCO F., 1936 - *Il glacialismo lombardo*. L'Universo, XVII, 10, Firenze.
- VILLA F., 1980 - *Le risorse d'acqua del comprensorio Brescia-Valtrompia. Studio idrogeologico del bacino del fiume Mella*. Quaderni di Sintesi, 16, Brescia.
- ZILIANI L. e FRANCESCHINI G., 1986 - *Disponibilità idriche di alcuni bacini del Garza e del Mella. Studio idrogeologico*. Comunità montana di Valle Trompia, Gardone V.T.

Indirizzo dell'Autore:

GIUSEPPE BERRUTI, viale Europa 4 - 25124 BRESCIA