

GIUSEPPE BERRUTI*

GEOMORFOLOGIA DELLE ALPI BRESCIANE DALLA VAL GRANDE AL MONTE PADRIO**

PREMESSA

La descrizione e l'analisi dei caratteri oro-idrografici e dei fattori morfogenetici (litologici, strutturali, climatici) della regione alpina bresciana a N della Linea del Tonale, hanno costituito il capitolo introduttivo di una mia precedente pubblicazione.

Nelle note che seguono si conclude lo studio degli aspetti geomorfologici più rilevanti della regione, avendo riguardo all'area che comprende, rispettivamente: la val Grande, la confluyente val Paraòlo (prosecuzione con direttrice ESE della val Bighera), il massiccio dei laghi Seroti, la val Varàdega, ed infine la zona compresa tra la valle del Mortirolo e l'alta val di Guspessa sino al M. Padrio.

Poiché i temi concernenti i fattori litologici, strutturali e climatologici, nonché l'oro-idrografia — relativi anche all'area ora in esame — sono stati presi in esame nella pubblicazione prima citata, se ne fa rinvio alla medesima, salvo riprendere taluni elementi che meritano qualche approfondimento.

Se infatti, da un lato, la sostanziale unitarietà strutturale delle Alpi bresciane appartenenti al complesso «austridico»; la presenza di grandissima parte dei litotipi fondamentali in pressoché tutto il territorio compreso nella regione in esame, ne hanno già consentito una trattazione comune nel lavoro precedente; dall'altro lato la zona considerata nelle pagine che seguono propone temi di particolare rilevanza geomorfologica, soprattutto per quanto concerne il ruolo espresso nella zona medesima dalla serie delle rocce intrusive, decisamente più consistente — in particolare per la dimensione areale e l'articolazione degli affioramenti — rispetto alla parte della regione, complessivamente esaminata, che si colloca a oriente della val Grande.

A tutto questo si deve aggiungere la considerazione che, soprattutto per la zona compresa tra la valle del Mortirolo e l'alta val di Guspessa, assumono un rilievo predominante gli effetti congiunti del modellamento operato dai ghiacciai e dell'Adda e dell'Oglio.

A proposito dei caratteri litologici e strutturali, si rende necessario tener conto delle indicazioni contenute in un lavoro apparso successivamente alla mia pubblicazione, indicazioni relative all'età delle rocce intrusive comprese — nel Fo. TIRANO della Carta Geologica d'Italia — nella serie della «Diorite del M. Serottini». Gli Autori di tale lavoro includono, rispettivamente:

— il «Granito del M. Serottini», la «Granodiorite del M. Tremoncelli», la «Diorite del M. Resverde»: nell'unità degli «Gneiss di Valle Grosina»;

— le «Dioriti» della Cima Verda, del Motto Pagano, del M. Serottini e del M. Mat-

* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

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

taciul nelle unità dei «Micascisti di Cima Rovaia» e degli «Gneiss del M. Tonale».

Ne conseguirebbe, tra l'altro, l'eliminazione dell'unità della c.d. «Formazione della Punta di Pietra Rossa» cartografata nel citato Fo.TIRANO.

Tuttavia la conclusione più importante a cui sono pervenuti gli AA. è che le masse intrusive sopra elencate denunciano — sulla base di recenti determinazioni cronoradiometriche (metodo Rb-Sr su roccia totale) — un'età non alpina ma ravvicinata al ciclo ercinico, con un «ringiovanimento» in età alpidica. Pertanto il contatto con la serie metamorfiche regionali affioranti in tutta l'area alpina bresciana interessata dalle rocce intrusive in questione, avrebbe un carattere eminentemente tectonico.

Le conclusioni del lavoro di DEL MORO et al. non apportano — com'è ovvio — variazioni rispetto alle precedenti (come alle attuali) annotazioni sui temi e fenomeni geomorfologici. Mi è sembrato in ogni caso utile darne conto, anche allo scopo di consentire un aggiornamento e un adeguamento delle indicazioni contenute nella mia precedente pubblicazione.

Per gli altri riferimenti bibliografici, infine, si fa rinvio all'elenco dei lavori riportato a conclusione della pubblicazione medesima.

LA VAL GRANDE

Bene appropriata appare la denominazione che è stata attribuita alla Valle in esame, la maggiore tra quelle che intersecano tutta l'area delle «Austridi» bresciane, con i suoi 12.500 m di lunghezza tra il culmine della testata — posto a NW del grande massiccio della Punta di Pietra Rossa — e il punto di confluenza nella valle Camonica, a S dell'abitato di Vezza d'Oglio.

Non meno rilevante è il dislivello tra i due limiti estremi, 1785 m, anch'esso il maggiore tra quelli che si riscontrano lungo il corso delle altre Valli della regione.

La direttrice prevalente della Valle è NNE-SSW sino al punto di confluenza in essa della val Paraò a q 1360 ~; da qui la direzione muta in senso NW-SE sino allo sbocco di Vezza d'Oglio.

La prevalente direttrice NNE-SSW appare correlabile alla deviazione in direzione NNE della traccia del piano assiale della grande «anticlinale valtellinese» Auct.

Nel quadro dei fattori strutturali che caratterizzano la val Grande meritano di essere in particolare ricordati i fenomeni di inflessione assiale dell'anticlinale, rilevati da BONSIGNORE-MONTRASIO-RAGNI nelle «Note illustrative» al Fo.TIRANO della Carta Geologica d'Italia (1971), anche in rapporto agli effetti prodotti — nel tratto mediano della Valle — dalle masse intrusive appartenenti alla serie delle «Dioriti del M. Serottini».

Altro elemento tectonico rilevante è costituito dal tracciato della dislocazione della Linea del Mortirolo — sul cui significato mi sono intrattenuto nella parte introduttiva del precedente lavoro — e che separa la serie dei micascisti a due miche da quelli filladici, linea di dislocazione interrotta dalla serie intrusiva prima ricordata.

Il fondo della val Grande si presenta per lo più a forma aperta, talora piatto a causa della potente esarazione glaciale quaternaria: e ciò nonostante la notevole copertura di materiali detritici, molto frequentemente frammisti ai detriti crioclastici provenienti soprattutto dai pendii e dalle pareti della lunga serie di cime e di creste del versante sinistro idrografico.

Un caso esemplare di ripiano di origine glaciale è rappresentato dalla vasta zona sortumosa, a sfagni e zoccolo torboso compresa tra C. Bette e la Cappella di Carè, poco a valle della metà circa del tracciato vallivo.

La spianata in questione presenta uno sviluppo in lunghezza — da monte a valle — di ~ 500 m e una larghezza massima di ~ 220 m.

Nella zona posta subito a SE della località Pradàc — a q 1550 ~ — e sino all'inizio della vasta conoide fluvio-glaciale di Vezza d'Oglio, il fondo valle diventa via via più angusto e l'incisione fluviale vi ha provocato la formazione di salti e gradini sia nella roccia viva che nella copertura degli accumuli morenico-detritici.

L'azione congiunta delle acque che fluiscono dalla testata e dai fianchi della Valle, e di quelle che provengono dalla val Paraòlo, ha infatti contribuito a determinare una consistente escavazione della porzione centrale in questa parte del fondo valle che — in qualche tratto — assume carattere di forra.

Alla variazione morfologica del fondo valle, nel tratto ora descritto, non è tuttavia da escludere abbia contribuito la presumibile presenza di un salto strutturale che appare riscontrabile all'altezza della zona compresa tra Pradàc e la Cappella dell'Acqua Calda, salto poi ricoperto dall'accumulo morenico-detritico. Tale salto potrebbe essere infatti il risultato dell'erosione del tratto terminale del lungo costone che cala poco a SE del Corno dell'Omacciolo, con analoga direttrice.

A partire dalla zona della malga val Grande (q 1785) il fondo vallivo sale gradatamente di quota e presenta via via una vasta, crescente copertura morenico-detritica sino alla località del Plazzo dell'Asino (q 2027).

A monte di quest'ultima località si susseguono — disposti pressoché in parallelo — decine di cordoni costituiti da accumuli di detriti, massi di frana, talora di imponenti dimensioni soprattutto sul lato sinistro del fondo valle, che ricoprono i materiali morenici.

La direttrice dei cordoni è marcatamente orientata NE-SW, testimoniante così la provenienza della copertura dalla disgregazione per gelivazione delle rocce del versante sinistro della Valle e, in particolare, delle pareti occidentali del massiccio culminante nella Punta di Pietra Rossa.

L'altezza dei cordoni rispetto al fondo valle raggiunge in molti punti i 12-15 m, una dimensione che appare favorita dall'azione di erosione delle acque di disgelo provenienti dai canali del versante.

Consistenti sono gli apporti idrici da entrambi i versanti. Tuttavia è da quello di destra che si registra l'apporto prevalente, particolarmente nel tratto compreso tra il grande circo glaciale posto a SE del Corno Tremoncelli e la dorsale che termina con il Corno dell'Omacciolo. Ciò appare attribuibile alla frequente presenza di conche e ripiani glaciali nella porzione più elevata del versante medesimo, nel tratto in questione, conche e ripiani che consentono ampi e profatti accumuli di neve.

A tali fattori si aggiunge il contributo delle acque che provengono dalla val Paraòlo, particolarmente consistente per l'alimentazione fornita dall'ampia zona della val Bi-g'héra e — in generale — del lato orientale del massiccio dei laghi Seroti.

Il profilo trasversale della val Grande è di chiara matrice glaciale, a U sostanzialmente simmetrico.

Tale simmetria presenta tuttavia talune eccezioni. Infatti, avendo riguardo al tratto compreso tra la zona di testata e il punto di confluenza della val Paraòlo, si possono notare le seguenti variazioni di valore nella pendenza dei due versanti.

Procedendo da monte a valle riscontriamo che:















a. al Piano di Pietra Rossa — q 2188 — il valore medio della pendenza è di 29° ~ nel versante sinistro e di 28° ~ in quello destro;

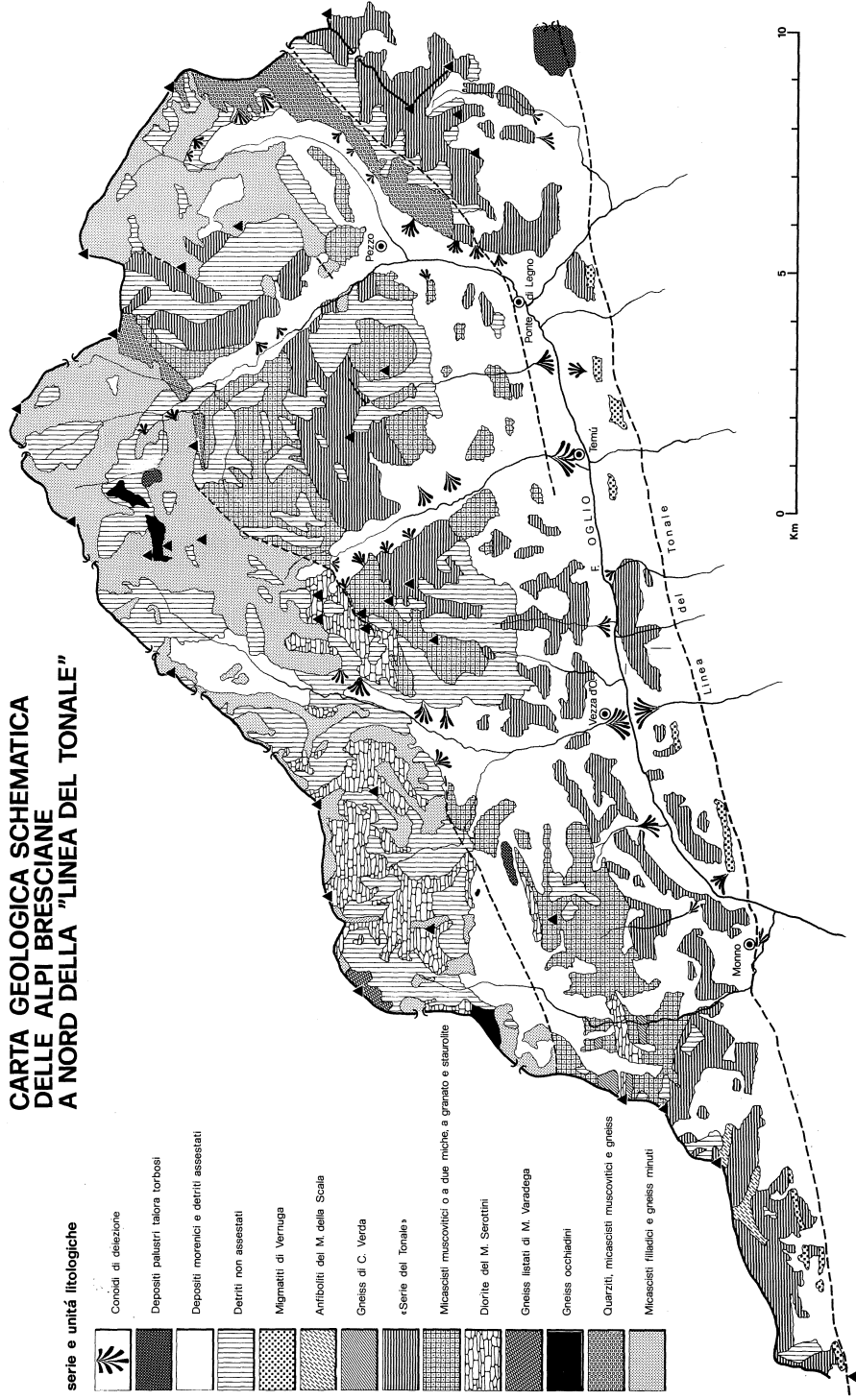
b. al Plazzo dell'Asino — q 2047 — i valori sono rispettivamente di 29° e di 22° ~. Il versante sinistro culmina infatti nelle Cime di Pietra Rossa (q 2860 e q 2867) che verso occidente sono caratterizzate da uno scosceso, erto fronte roccioso, mentre il pendio del versante opposto della Valle sale gradatamente verso il crinale in direzione del passo di Dombastone;

c. alla malga Val Grande — q 1785 — si conferma una sostanziale simmetria con un valore medio di ~ 30° nel versante sinistro e di 29° ~ in quello destro;

CARTA GEOLOGICA SCHEMATICA DELLE ALPI BRESCIANE A NORD DELLA "LINEA DEL TONALE"

serie e unità litologiche

-  Conosci di delezione
-  Depositi palustri talora torbosi
-  Depositi morenici e detriti assestati
-  Detriti non assestati
-  Migmatiti di Vernuga
-  Anfiboliti de M. della Scala
-  Gneiss di C. Verda
-  «Serie del Tonale»
-  Micascisti muscovitici o a due miche, a granato e staurolite
-  Dierite del M. Serottini
-  Gneiss filari di M. Varadega
-  Gneiss occhialini
-  Quarziti, micascisti muscovitici e gneiss
-  Micascisti filliciti e gneiss rinati



d. appena a S di C. Sotto Ceola — a q 1600 ~ — il versante sinistro presenta un valore medio di pendenza di 27° ~ a fronte dei 30° ~ di quello opposto ove si erge — lungo il crinale — l'aspra barriera rupestre ad iniziare dai Corni di Cevole sino alla serie di culminazioni denominate (Tav. IGM «Val Grande» sc. 1:25.000) «M. Tremoncelli».

1. La zona di testata

La zona della testata vera e propria è preceduta dal lungo pendio uniformemente e dolcemente inclinato del c.d. «Piano di Pietra Rossa» che si sviluppa per ~ 800 m con direzione ENE.

Il «Piano» è bordato a N e a NE da ampie colate detritiche; a W e a NW da ripidi pendii prativi con spuntoni e brevi salti di roccia, sino al grande sperone roccioso che si protende ripido scendendo verso SE a partire dalla culminazione di q 2872, a monte del modesto ripiano del «Pulpito» emergente a sbalzo lungo il pendio sotteso alla cima di q 2840.

La testata presenta una irregolare forma emiciclica, deformata dalla presenza dello sperone appena sopra ricordato. È infatti a NE della base dello sperone — a ~ q 2475 — che si sviluppa una conca ripida e svasata che sale verso NW con una pendenza media di ~ 33°.

Lungo la conca sono presenti alcuni cordoni morenici di presumibile età post-würmiana, anche piuttosto recente dato il loro limitatissimo grado di aggregazione: i cordoni sono affiancati da una consistente quanto irregolare copertura detritica di fondo.

Sul lato N e su quello di NE la conca è delimitata dalla successione di stretti contrafforti e di canali rocciosi decisamente scoscesi, dal fondo detritico e spesso lungamente segnato dalla presenza di neve che culminano nella zona di cresta compresa rispettivamente tra le quote 3025 e 3024, a NW della Punta di Pietra Rossa; la pendenza media del lato N e di quello NE della conca è di ~ 45°.

Il raccordo tra la base della zona di testata e i pendii circostanti è costituito quasi uniformemente da falde detritiche coalescenti, spesso cosparse di massi di frana da stacco. Non si hanno d'altro verso soluzioni di continuità — quali salti o gradoni — tra il limite basale dei pendii e la porzione superiore del fondo valle.

Elementi di notevole caratterizzazione morfologica della linea sommitale della zona di testata — a oriente della conca ripida e svasata del lato NW — sono costituiti, procedendo da W verso ESE, da:

— le due culminazioni senza nome di q 3025 e q 3034, entrambe dalla forma a piramide irregolare livemente inclinata verso NW.

La prima, di minore sviluppo strutturale rispetto alla seconda, protende un ampio sperone roccioso che scende ripido verso SW, affiancato da due svasati canali dal fondo detritico. La seconda, dalla base ampia e tozza, costituisce la componente più rilevante della morfologia della linea culminale. Ad essa segue — con direttrice SE — un lungo crinale roccioso a sviluppo suborizzontale sino alla tozza elevazione di q 3037. Il fianco meridionale della linea delle culminazioni prima indicate è segnata da successivi canali di varia ampiezza, dal fondo spesso segnato da lunghe lingue nevose anche nella avanzata stagione estiva;

— il fronte sud-occidentale della massiccia Punta di Pietra Rossa. A WSW dell'anticima di q 3212 e della vetta — q 3283 — è degna di rilievo una conca scavata e sospesa che ospita un ampio nevato.

Lungo il tratto di parete in questione si presenta una fascia di gneiss occhiadino che dà luogo anche ad un marcato sperone centrale. A SSE della vetta principale si sussegue una fitta serie di gendarmi e soprattutto di guglie a forma di erta piramide, serie

che si conclude con la culminazione di q 3175, poco a monte della Vedretta delle Pietre Rosse: ma su tale tratto di cresta mi sono già intrattenuto nel precedente lavoro.

Meritevole di nota è il grande canalone roccioso che si sviluppa per ~ 650 - 700 m a SW della culminazione di q 3175. È da rilevare che per tutta la zona sopra considerata della testata, i banchi della serie a micascisti filladi e gneiss minuti presentano una costante e regolare immersione a SE con valori di inclinazione compresi grosso modo tra 55° e 65°.

2. La dorsale e il versante sinistro

Procedendo dalla testata di valle verso SW, il «motivo» morfologico decisamente dominante è costituito dalla vasta parete W della Punta di Pietra Rossa, preceduta dalla lunga e articolata cresta NW con una successione di culminazioni che si collocano in un allineamento sostanzialmente sub-orizzontale.

È a SE dell'ultima di esse, quella di q 3024 (sul cui versante meridionale si apre un ampio e scosceso canalone), che si ha la ripidissima e talora subverticale salita della cresta sino alla q 3212 che precede di poco la cima. A questa segue la serie di guglie e «gendarmi» che si sviluppa sino alla tozza elevazione nevosa di C. Monticelli (q 3161).

Il carattere morfologico più marcato del versante lungo il tratto sopra sommariamente indicato, è rappresentato dalla sostanziale unitarietà della fronte rocciosa ancorché solcata da marcati e scoscesi canali: il maggiore di essi si colloca subito a W della vetta e raggiunge il fondo valle.

Altro ampio e svasato canalone, il cui fondo è — come per quelli prima ricordati — ricoperto da detriti crioclastici incoerenti (frequenti, di conseguenza, le frane che raggiungono, e alimentano, la fascia basale) si apre tra la zona a occidente della citata C. Monticello e il rupestre tratto di versante compreso tra la tozza culminazione senza nome di q 3101 e la Cima di Pietra Rossa.

Elemento di tutto rilievo di questa porzione del versante, ma che si ripete con notevole consistenza anche più a valle sino e oltre il Plazzo dell'Asino, è la fitta colonizzazione a rododendri cui sottentendono fasce ad alneto.

Tra il Plazzo dell'Asino e il ponticello di q 1839 (a monte della malga Val Grande), si registra una successione di costoni rocciosi e di ripidi pendii e detriti incoerenti, particolarmente tra le culminazioni a forma di irregolare piramide, rispettivamente di quota 2747 e q 2739. I costoni si estendono sino all'altezza della Malga sopra citata, intercalate a ripetute e spesso vaste conoidi di deiezione, ma anche a vaste zone a copertura erbosa e ad altre non meno ampie zone colonizzate da rododendri e *Alnus*. Rari gruppi di larici risalgono tratti del pendio in questa zona.

Tra C. Bette e C. Tonale si rinnova l'articolata alternanza di canali scoscesi e dirupati, divisi da lunghe creste rocciose nel tratto tra le C.^{me} del Tirlo e le C.^{me} delle Relle. Vaste colate detritiche sottendono le pareti; più in basso prevale la copertura erbosa con intercalazioni di conoidi detritiche. Dal «Passo di Glere» (si veda in proposito quanto scritto nel mio precedente lavoro) scende un ripido pendio erboso e detritico che, a S della cima occidentale di Glere, q 2764, si congiunge con il grande vallone a direttrice sud-occidentale cui accennerò tra poco. Di rilievo la presenza, lungo di esso, di cordoni morenici certamente postwürmiani (presumibilmente di età storica dato lo stato di relativa aggregazione dei materiali, l'assenza di copertura erbosa, ecc.) che si allungano fino alla zona appena a monte della Cappella di Carèt (q 1726).

È da rilevare che la direzione di immersione dei banchi è costantemente a SE con valori di inclinazione prevalenti attorno a 50°-55°, salvo limitati tratti in cui l'inclinazione raggiunge e supera i 70°-75°. Tali elementi sono comuni alle fasce metamorfiche poste a monte quanto a valle del massiccio intrusivo e della Linea del Mortirolo. E per-

ciò: ai micascisti filladici e gneiss minuti che si succedono ininterrotti (salvo un breve tratto della facies a gneiss occhiadini nel tratto di parete tra l'antecima N della Punta di Pietra Rossa e quest'ultima dall'inizio della dorsale sino al «Passo di Glere», ove ha luogo il contatto con il gruppo dioritico delle Cime di Glere e che si estende a parte delle Cime del Tirlo e delle Cime delle Relle, con lunghi dicchi e filoni granitici (a E delle Cime di Glere); ai micascisti muscovitici o a due miche della «Formazione della Cima Rovaia», affioranti tra la citata linea di dislocazione e i pendii prativi della Piazza Grande (a SE di C. Rovaia) dove inizia la serie degli Gneiss di M. Tonale con calcari cristallini e calcefiri (presenti anche per tutta la lunga cresta di C. Muràlta), serie che prosegue sino alla linea del Tonale, oltre il corso del F. Oglio.

Sotto il profilo morfologico è di tutto rilievo la tormentata e articolata struttura del massiccio intrusivo del gruppo delle Cime di Glere e delle altre culminazioni prima citate.

Trascurando la zona della linea di cresta i cui caratteri morfologici sono stati tracciati nel precedente lavoro, gli elementi più rilevanti del massiccio possono essere così sintetizzati:

a) il grande vallone — il cui fondo è estesamente coperto da materiali detritici e interessato da cordoni morenici post-wurmiani, svasato a imbuto e orientato a SW — che, avendo la massima estensione del cono tra le basi, rispettivamente, della C. di Glere di q 2764 e della C. del Tirlo di q 2786, si sviluppa sino ai ripiani della Cappella di Carèt, con un dislivello complessivo di oltre 700 m. Nel vallone in questione confluisce anche il ripidissimo canalone detritico ed erboso che scende verso W dal circo di versante compreso tra le C. del Tirlo di q 2786, q 2929 (a N), e le quote 2906 (a E), 2819 e 2711 (a S);

b) il minore vallone, minore per ampiezza nella parte superiore ma anch'esso di apprezzabile sviluppo, che inizia poco a monte delle C. delle Relle e raggiunge il falso-piano di fondo valle tra C. Leggerini e C. Tonale;

c) il carattere aspro e decisamente rupestre che la serie intrusiva conferisce a tutto il versante in cui essa è presente, salvo il ripido pendio detritico-erboso e ad *Alnus* sotteso al «Passo di Glere».

A SW delle C. delle Relle e della arrotondata e lunga dorsale erbosa — dalla culminazione a sfasciumi e a massi — della Cima Rovaia, si allarga il vallone della Foppa sul cui fondo sono presenti crodoni morenici postwürmiani che affiancano poi il fondo valle tra C. Sotto Ceola e la vallecchia di Pil.

Altro elemento di particolare significato, anche sotto il profilo morfologico, è costituito dalla serie di circhi glaciali di versante.

Il primo di essi — procedendo da monte a valle — è quello prima ricordato e collocato tra le C. del Tirlo: orientato a SW, presenta una sezione semicircolare angusta, con una larghezza massima di ~ 230 m, dal fondo ripido e colmo di sfasciumi e detriti anche minuti.

Un secondo circo si colloca a S della q 2819 delle Cime del Tirolo, a conca angusta: ad esso è sotteso un canalone dai fianchi rocciosi che sfocia tra C. Leggerini e C. Tonale.

Ma è da osservare che tutto il versante compreso tra la q 2906 delle C. del Tirlo, la C. Mattaciul, il M. Bles (con la citata lunga cresta rocciosa della C. Muràlta), ospita una consistente serie di circhi glaciali divisi da prolungati crinali rocciosi o detritici, orientati a SW; in particolare:

a) tra q 2906 e la C. Mattaciul, con un'ampiezza massima del ripido fondo detritico di ~ 320 m;

b) tra C. Mattaciul e l'antecima SE di q 2833, dal fondo a pendenza più dolce, più aperto del precedente anche se di minore ampiezza;

c) tra la predetta q 2833 e M. Bles (q 2826), a fondo ripido e a vasta copertura di detriti incoerenti e massi di frana;

d) a S di M. Bles, tra la q 2574 di C. Muralta, a W, e la q 2579 a E, con una larghezza massima di ~ 480 m.

Quest'ultimo circo, a differenza dei precedenti, è orientato a S. È infine da osservare che tutta l'ampia zona che è compresa tra C. Rovaia e C. Muralta e a cui è sotteso il falsopiano di Malga Tremonti — q 2120 —, costituiva certamente l'area di accumulo glaciale in cui confluivano gli apporti dei circhi sopra considerati sub b) e sub c), com'è testimoniato dal profilo trasversale a U della zona in esame, dalle rocce levigate e montonate che affiorano tra i detriti e la copertura erbosa.

Infine il tratto del versante sinistro della val Grande, a SWS del vallone glaciale di malga Tremonti, assume il carattere di un ampio e ripido dosso boscoso solcato da minori vallecole che si succedono, da W a E: la V. di Gussano che confluisce nella V. Grande a W della località Plassacu; la vallecola che da C. Cipli sfocia nel F. Oglio a oriente di Veza d'Oglio; infine le vallecole rispettivamente di Pisore e Vallina tra Veza d'Oglio e Stadolina.

Altra annotazione, relativamente al versante in esame della V. Grande, merita il fatto che lungo di esso non si notano tracce di balconate o ripiani che possano considerarsi di origine strutturale.

Le zone valanghivie più note sono quelle identificabili nel citato vallone della Foppa (con dislivello della zona di scorrimento di ~ 470-500 m) e della vallecola di Cipli con sviluppo della zona di scorrimento caratterizzata da un dislivello di ~ 550 m. Trattasi di zona di valanghe tipiche di canalone: ma è da notare che tutto il versante compreso tra il grande canalone a W della C. Mattaciul e quello cartograficamente denominato «Tirlo», a NW delle Cime delle Relle, può considerarsi interessato da fenomeni di valanghe di canalone o di fondo.

È superfluo rilevare, infine, quanto sia consistente la serie dei conetti di deiezione che dal Plazzo dell'Asino sino alla piana di C. Tonale si susseguono con terminazioni spesso associate.

3. La dorsale e il versante destro

La zona in questione inizia con la linea di cresta che parte dalla culminazione rocciosa di q 2872. Nel tratto compreso tra questa e la successiva — q 2840 — (a monte del lungo sperone in destra della zona di testata), la cresta si presenta sostanzialmente simmetrica (avendo cioè riguardo al versante valtellinese), talora seghettata a causa della collocazione diagonale dei banchi a micascisti filladici immersi a SE, e in parte sconnessa per la presenza di blocchi e sfasciumi di lastre e detriti.

Quanto al pendio del versante, ritengo possa dirsi che esso è costantemente caratterizzato — a partire dalla predetta q 2872 e sino al «nodo» delle culminazioni rocciose e aspre del Corno dei Becchi (q 2822), con l'antecima di q 2790 e il Sasso Maurone — q 2722 —, da una struttura uniforme a erto pendio prativo, episodicamente interrotto da brevi salti rocciosi e, più frequentemente, da canali di erosione a prevalente fondo erboso e detritico. Il versante bresciano è cioè decisamente meno articolato del rupestre versante valtellinese.

Nel tratto medio-inferiore, il versante della V. Grande è conformato a gradini erbosi disposti trasversalmente, dovuti sia a criosoliflusso che a diffuso sentieramento a causa della stagionale, consistente presenza di bovini che dalla malga V. Grande si spingono sino agli alti pascoli della zona di testata.

La linea di cresta, tra la culminazione rocciosa di q 2712 e il «nodo» prima ricordato, presenta una breve depressione con il P.so Maurone — q 2649 —, cui sottende un

pendio molto ripido con ripetuti e stretti cordoni detritici coalescenti alla base. Sul versante valtellinese del Passo è incisa una scoscesa vallecola dal fondo detritico, coperta lungamente da una lingua nevosa, stretta tra i due speroni rocciosi che scendono a NW, rispettivamente dalla culminazione di q 2712 e a SW da quella quotata 2790 m.

Come si è accennato, il nodo morfologico più rilevante tra la testata e la zona di Plazzo dell'Asino, è costituito, lungo la linea di cresta, dal Corno dei Becchi con l'anticima E di q 2790 e dal Sasso Maurone. Trattasi di vette a forma di tozza piramide irregolare, tendenzialmente inclinate — per la posizione dei banchi — verso SE, con ripidi canali detritici tra le due cime principali.

Dal Sasso Maurone un consistente sperone scende a formare, con gli opposti e articolati contrafforti rocciosi sottesi alla q 2790, un vallone solcato da un canalone dirupato (affiancato da altro minore a NE) che sfocia con un'ampia conoide di deiezione sullo slargo che dà sul falsopiano del Piano di Pietra Rossa.

Tra il Piano citato e la malga V. Grande il pendio è segnato da una fitta serie di canali di erosione percorsi da rivi alimentati da sorgenti, la maggiore delle quali si colloca alla Fontana dei Cavalli a q 2373, a SE del Passo di Dombastone. Frequentemente i canali si associano in prossimità della fascia terminale del pendio.

Proseguendo nell'esame della linea del crinale, è da rimarcare la lunga depressione del passo di Donbastone, preceduto sul versante della V. Grande da un pendio erboso con zone di detriti, mentre il versante valtellinese si caratterizza per la presenza di roccette, spuntoni e salti rocciosi con ampia copertura detritica. Il crinale è in parte a copertura erbosa, in parte a lastre e sfasciumi detritici. Poco a SSW del passo si presenta altra breve depressione con un valico di poca rilevanza — q 2542 — e caratteri morfologici dei versanti sostanzialmente analoghi a quelli del passo sopracitato.

I caratteri strutturali prima sommariamente descritti concorrono a far sì che nessun circo glaciale si presenti lungo tutto il tratto finora considerato del versante destro: e ciò sino alle culminazioni rocciose di q 2668 e q 2673 (poste a NE del lago Riguccio) e ai sottostanti speroni e balzi rocciosi che mutano complessivamente la morfologia del versante.

Il lago in questione è infatti collocato nel primo circo del versante destro (il secondo — ben più ampio — ospita il lago Tremoncelli, un terzo — sospeso — si colloca a SE del Corno di Cevole di q 2783).

Il lago Riguccio è a q 2528 (tav. 19 I NE «Val Grande», ed. 5, 1972), long.: 2°03'48" W, lat.: 46°18'14" N. La sua lunghezza massima è di m 56, la larghezza di m 38, la profondità massima di m 0,70.

Quest'ultimo dato testimonia il carattere temporaneo del laghetto le cui acque sono infatti alimentate solamente dal disgelo delle nevi e dal ruscellamento.

Il circo del lago Riguccio ha carattere di balconata (a SE la conca sormonta una successione di brevi salti di roccia) alla quale segue, in direzione SW, il lungo pendio prativo che porta alla malga Riguccio (q 2096). Cordoni morenici relativamente recenti contornano il lato orientale e meridionale della conca.

La linea del crinale, tra le citate q 2668 e 2673, si presenta erbosa arrotondata e talora appiattita per l'azione dei fattori erosivi, a carattere nettamente disimmetrico per il grado più elevato di pendenza del versante valtellinese.

Successivamente, e sino alla zona del passo Tremoncelli, il crinale — pur non assumendo il carattere di una vera e propria cresta — è più decisamente roccioso, con andamento seghettato a causa dell'immersione obliqua dei banchi.

Nella zona circostante il passo Tremoncelli — q 2542 — si interrompe la monotona serie degli affioramenti di micascisti filladici e gneiss minuti, con il presentarsi dei primi affioramenti della serie intrusiva di graniti a due miche che conferiscono al versante destro della valle, dalla zona in questione sino al versante sinistro della confluenza val

Paraòlo, caratteri morfologici per più aspetti analoghi a quelli del frontistante gruppo intrusivo a dioriti e granodioriti delle Cime di Glere, del Tirlo e delle Relle. Creste e «quinte» rocciose si succedono e si prolungano — sovente interrotte da salti e paretine scoscese — sin quasi al fondo valle.

Le rocce intrusive si alternano alla serie a micascisti filladici e gness minuti — metamorfosate per contatto con le prime — sino alla Linea del Mortirolo che dal versante sinistro della val Paraòlo attraversa diagonalmente il fondo della Val Grande con direttrice NE.

A valle della dislocazione affiorano i micascisti a due miche della «Formazione della Cima Rovaia»: solo nella zona terminale del versante destro prevale la serie degli Gneiss del Monte Tonale, a NW di Vezza d'Oglio.

Riprendendo l'esame dei caratteri morfologici del versante è da notare che il passo Tremoncelli si colloca lungo un crinale disposto ad arco disteso che culmina a SW nella tozza piramide di q 2653. A valle del Passo si stende una conca orientata a S con un'ampio e svasato fondo a copertura detritica: il pendio che porta al Passo è erboso con detriti sparsi sul versante camuno, mentre su quello valtellinese si succedono dirupi e salti rocciosi che affiancano un ripido canalone spesso innevato.

Dalla culminazione di q 2653 la cresta si fa rocciosa e sale con andamento costante. Due le culminazioni più rilevanti: quella piatta e rocciosa di q 2680 e una seconda — q 2742 — preceduta da una sella rocciosa. Quest'ultima è sottesa da un largo canale con consistente copertura detritica sul fondo: si può osservare che tutta la lunga costiera rupestre tra q 2653 e q 2742 è fasciata alla base da una uniforme falda detritica.

A S della q 2653, alla sommità di una conca di circo per più aspetti analoga — quanto meno nella morfologia del fondo — a quella che si apre a valle del passo Tremoncelli, è collocato l'omonimo Lago. A q 2542, il lago Tremoncelli (tav. 19 I NE «Val Grande» ed. 5. 1972), long.: 2°04'22" W, lat.: 46°17'47" N, presenta una lunghezza massima di 105 m, una larghezza massima di 41 m, con una profondità massima di 2 m. Non sono stati accertati nè immissari nè emissari: se ne può dedurre che l'alimentazione è pertanto identica a quella constatata per il lago Riguccio, ma le condizioni complessive del fondo dell'invaso sono tali da consentire la presenza di acqua anche a stagione estiva avanzata.

La conca che ospita il lago Tremoncelli è situata nel lato nord orientale di un ben più vasto circo di versante che si estende a ESE del Corno Tremoncelli. L'isoipsa mediana è a m 2400 ~, la larghezza massima è di ~ 650 m, il fondo — dalla vasta copertura detritico-morenica — è a dolce inclinazione con un valore medio di ~ 11° su una lunghezza massima di ~ 1300 m.

Il fondo del circo è interrotto da due dossi tondeggianti nella zona E; il lato orientale è bordato da un lungo dossone roccioso che inizia dalla q 2653 e che si protende sino al fondo valle, quasi frontalmente alla Cappella di Carèt. Le rocce del dossone appartengono in prevalenza alla serie intrusiva cui si alternano le metamorfiti della c.d. «Formazione della Punta di Pietra Rossa». Lungo di esso è rilevante la culminazione di q 2392, a forma di grossolana piramide disimmetrica, caratterizzata da un precipite versante in direzione NE, mentre quello di SW è costituito da una successione di rocce levigate, inclinate abbastanza dolcemente verso la porzione inferiore del circo, fasciate alla base da vaste falde detritiche.

Tutto il circo in questione presenta, sia nella zona a monte (e particolarmente tra le isoipse 2475 e 2400) sia lungo i fianchi, una serie di cordoni morenici recenti e in ogni caso postwürmiani.

Sul lato NW del circo si eleva la culminazione del Corno Tremoncelli — q 2834 —, cima dai larghi fianchi a dolce pendenza cosparsi da massi e da una fitta ed estesa

copertura detritica, unita al monte Serottini (WSW) da una lunga cresta di rocce rotte e sfasciumi.

La morfologia della porzione più elevata del Corno (a micascisti filladici) si distingue nettamente dalle circostanti culminazioni costituite dalle rocce della serie intrusiva, proprio per il suo assetto molto meno aspramente rupestre.

Dal Corno Tremoncelli inizia un lungo crinale ad arco, interrotto — quasi all'inizio dello sperone NW del C.no di Cevole di q 2783 — dal valico di q 2679 (che BONACOSSA, 1915, denominò «Bocchetta di Tremoncelli»): il crinale presenta alla base da entrambi i versanti, le consuete vaste falde detritiche.

Preceduto da uno spallone diretto a NE, il Corno di Cevole di q 2783 chiude l'arco del crinale: dal lato della V. Grande la cima si presenta in forma di piramide abbastanza regolare. A SE di essa è collocato il terzo e ultimo circo glaciale del versante destro, circo sospeso tra la cima predetta, la q 2752 a W e le q 2651 e 2464 rispettivamente a N e NE.

Al Corno di q 2783 fa seguito un netto intaglio su cui domina da SSW un netto spallone roccioso, culminante nella q 2758. Tale culminazione, sempre dal lato della V. Grande e in particolare da SE, presenta una netta forma a piramide regolare, dagli spigoli erti e con la parte sudorientale solcata da lunghe diaclasi parallele a direzione verticale, mentre nel lato SW si apre un ampio diedro.

Un ulteriore, ancor più netto intaglio, separa la culminazione di q 2758 dalla cima bifida la cui elevazione maggiore si identifica con la q 2724 ove è posto il segnale trigonometrico.

Tutto il tratto del versante destro tra il Corno di Cevole di q 2783 e la culminazione ora citata, è decisamente solcato da ampi canali fortemente incisi. Il più imponente ha inizio dall'intaglio di cresta tra q 2758 e q 2724, scende ininterrotto e ripidissimo poco a valle di C. Sotto Ceola con un dislivello complessivo > 1000 m.

La cresta prosegue con alcune modeste culminazioni rocciose dopo il ripido lato SW della q 2724; anche in questo tratto il versante è solcato da più canali (colonizzati nella zona mediana da *Alnus*) che confluiscono in uno solo, sfociante nei pressi di Pradàc.

Dopo la rocciosa q 2566, la cresta si trasforma in crinale erboso a media pendenza fino alla culminazione del Corno dell'Omacciolo — q 2409 — sovrastante, con taluni salti di roccia e vasta copertura a lariceto, il versante sinistro della val Paraòlo. La sommità del Corno dell'Omacciolo è costituita da rocce appartenenti alla serie dei micascisti filladici e gneiss minuti, metamorfosati per contatto con la serie intrusiva dei graniti a due miche che è invece presente lungo tutto il crinale a SE del Corno Tremondelli, interessando tutte le culminazioni precedentemente citate, comprese quelle a N e a NE del circo sospeso del Corno di Cevole di q 2783.

La fascia basale del versante, a partire dal canalino roccioso terminale sotteso al grande circo del Corno Tremoncelli fino alla confluenza della Val Paraòlo, presenta una fitta copertura a bosco alternata a vasti prati-pascoli.

Le zone valanghive più note si collocano lungo i canali del tratto di versante compreso tra la cima di q 2724 e il Corno dell'Omacciolo, con un dislivello della linea di scorrimento di ~ 750 m.

I toponimi riportati nella citata tav. I.G.M. «Val Grande» relativi alla zona montuosa a S del Corno Tremoncelli (C.ni di Cevole, C.ni delle Valli, M. Tremoncelli) non sono con chiarezza attribuibili a quote ben identificate, salvo che per la q 2783 dei C.ni di Cevole: per tali ragioni ho preferito citare solamente le quote relative alle culminazioni considerate.

Due annotazioni conclusive relativamente al versante destro della Val Grande:

— come per l'opposto versante non ho notato tracce di ripiani o balconate riconducibili a fattori strutturali, mentre si conferma anche per tale versante l'omogenea im-

mersione a SE dei banchi delle rocce metamorfiche;

— la val Grande sfocia nella ampia conoide di Vessa d'Oglio avendo a destra un versante morfologicamente omogeneo, a pendio uniformemente ripido, fortemente interessato dalla copertura boscosa ma anche da frequenti aree prative con innumerevoli casolari.

Il tratto della val Camonica compreso tra Vezza d'Oglio e Monno è intersecato da sole due vallecole: la val Davenino (tra Vezza e Incudine), con un reticolo idrografico articolato a ventaglio nella zona a monte; la val della Mola che sfocia nel fiume Oglio poco a SW di Incudine.

LA VAL PARAÒLO

La V. Paraòlo inizia poco a valle delle Cas.e di Val Bighèra, q 1944 e sfocia in val Grande facendo confluire le proprie acque nell'omonimo torrente, appena a valle della Cappella dell'Acqua Calda, a q 1360 ~.

La morfologia complessiva della Valle risente della successione nel tempo di due ordini di fattori: in una prima fase l'esarazione prodotta dalle masse glaciali provenienti da NW e soprattutto da W, in una seconda fase la forte incisione prodotta dalle acque torrentizie che nella porzione del fondo valle rispettivamente compresa tra le isoipse 1900 e 1700, e all'altezza dell'isoipsa 1500 ~, han dato luogo a salti netti e forre con consistenti cascate. Il fenomeno è particolarmente rilevante nel tratto più elevato prima indicato: lo sviluppo dei salti d'acqua è longitudinalmente notevole, talora anche con apprezzabile ampliamento della sezione trasversale.

A proposito dell'esarazione glaciale quaternaria è da ricordare come, secondo Cozzaglio (1935), il ghiacciaio del bacino dell'Adda, superato il crinale camuno all'altezza del passo del Mortirolo, spingesse una consistente lingua verso E — raggiungendo e superando la q 2050 e forse 2100 m sul livello del mare — lingua glaciale che, dopo aver superato la zona del Pianaccio e del Col Carette traboccava dal limite superiore della val Paraòlo; si univa al ghiacciaio che dalla val Grande scendeva ad associarsi a sua volta — lungo il corso del F. Oglio — ai ghiacciai provenienti dai bacini delle valli più orientali alla destra dell'Oglio medesimo, e da quelli del gruppo dell'Adamello. Sul tema in questione si avrà modo di ritornare quando verrà presa in esame l'area più occidentale della regione in esame (tra la val del Mortirolo e il M. Padrio).

Non mi sembra si possa invece attribuire uno specifico ruolo morfogenetico alla dislocazione della Linea del Mortirolo, rispetto all'origine e alla conformazione della valle Paraòlo. Anche ammettendo una sua riattivazione nel corso dell'orogenesi alpidica (l'origine della dislocazione si collocherebbe infatti nel quadro dell'orogenesi ercinica), il suo decorso lungo la parte mediana del versante sinistro della valle in esame, ove essa separa i micascisti filladici della serie di «Pietra Rossa» da quelli a due miche della serie della «Rovaia», non dà luogo a particolari elementi di ordine morfo-strutturale.

Il profilo trasversale della valle Paraòlo è a U disimmetrico: all'altezza di C. Paraòlo — q 1663 — il versante sinistro presenta una pendenza media di 34°, quello destro di 28°. La ragione preminente è costituita dal carattere complessivo del versante sinistro che, al disopra dell'isoipsa 1700 ~ (sin dove si spinge il bosco), presenta una successione di costoni rocciosi — con falde detritiche nella parte più a monte del versante vallivo — intercalati da svasati canali erbosi che sottendono la cima del Corno dell'Omacciolo dai ripidi fianchi rocciosi.

Al contrario, il versante destro ha un dolce pendio, regolare e costante, pressoché interamente coperto da conifere, intercalato da due modeste vallecole i cui rivi convergono nella zona di C. Paraòlo.

La zona superiore, o se si vuole di testata, coincide con il limite orientale del vasto altopiano che si estende a N e NE del monte Pagano, limite che si caratterizza per la forma ad arco ampio e disteso.

IL MASSICCIO DEI LAGHI SEROTI

Il M. Serottini — q 2967 — costituisce la culminazione più elevata di tutta l'area che, nella regione bresciana a N della linea del Tonale, si estende a occidente della val Grande sino al confine con la valle dell'Adda.

La cima in questione si colloca lungo il crinale, in parte roccioso, in parte a sfasciumi, che si sviluppa a W del Corno Tremoncelli fino all'alta val Varàdega; alla sua base meridionale si articola un ampio sistema di gradoni rocciosi e conche contornato da due vallecole: in esso sono ospitati i tredici laghi Seroti e i due laghi di Grom.

Per una descrizione dei caratteri morfologici della zona appare utile distinguere in essa quattro sub-zone che presentano lineamenti sufficientemente definiti:

1) la Val Bighera e la «Valletta» posta a NW della cresta dei «Monti Tremoncelli»: le rocce prevalenti sono costituite da dioriti e gabbrodioriti, in minor misura da micascisti filladici e gneiss minuti metamorfosati per contatto con le rocce intrusive prima indicate. Il fondo vallivo è erboso e detritico, mentre nella sua parte centrale e in quella settentrionale si dispongono longitudinalmente cordoni morenici riconducibili a glaciazioni stadiali postwürmiane;

2) il corpo roccioso centrale culminante nel monte Serottini, sede del maggior numero di laghi, ove prevalgono dioriti quarzifere con lembi della serie dei micascisti filladici e gneiss minuti metamorfosati;

3) il vallone detritico e erboso a occidente del corpo roccioso centrale, tra l'antecima SW del monte Serottini — q 2926 —, i Dossoni (la quota più elevata è a 2910 m), e il monte Seroti a q 2643;

4) la dorsale, a direttrice NW-SE, che dalla quota 2902 (a SW del monte Serottini) si sviluppa con i Dossoni sino alle cime di Grom e al citato monte Seroti, e al cui limite meridionale si collocano la vallecola dei laghi di Grom e la successiva valle Andrina. In questa sub-zona prevalgono dioriti quarzifere, con frange di metamorfiti della serie a micasciti e gneiss; graniti a due miche affiorano lungo la destra idrografica della vallecola dei laghi di Grom, mentre in questa e nella sottostante valle Andrina sono numerosi i cordoni morenici di glaciazioni stadiali disposti sia longitudinalmente che ortogonalmente rispetto alla direttrice valliva.

1 a) La val Bighera

Valle di marcata origine glaciale, dal vasto fondo prativo a cordoni alluvionali che affiancano — con percorso sinuoso — il rio alimentato il prevalenza dal lago Seroti di q 2180 e dai laghi a questo sovrastanti, la val Bighera presenta un profilo ad U disimmetrico (31° il valore medio della pendenza del versante destro, 26° quello relativo al versante sinistro).

La consueta copertura ad arbusti — *Alnus* e rododendri con gruppi di Larici — interessa pressoché l'intero areale di entrambi i versanti sino a ~ 2250-2300 m ove inizia la successione di costoni rocciosi alternati a stretti e ripidi canalini, più frequenti e più erti sul versante destro, ove nella fascia centrale si hanno episodiche zone detritiche.

Cartograficamente (tavoletta I.G.M. 19.I.NE «Val Grande», ed. 5, 1972) la zona di testata della Valle viene fatta coincidere con lo sperone, a metamorfiti della serie filladica con lembi dioritici, che si protende con direttrice NE-SW appena a valle del lago

sopracitato, sperone quotato 2226 m. Pare a me più corretto associare al decorso vallivo superiore anche il tratto secondario (verso NW) che aggira lo sperone e si estende lungo la piana del lago: lo sperone si presenta cioè come una proiezione trasversale che non muta sostanzialmente l'unitarietà morfologica della Valle.

Il raccordo tra i versanti e il fondo valle è interessato dai consueti effetti del «sentieramento» (alla base della valle sono infatti situate le Cas.e di V. Bighera, q 1994), ma su quello sinistro, volto ad W, sono presenti anche fenomeni di «scalette» a cuscinetti erbosi per soliflusso.

Avendo riguardo al tratto inferiore della valle, si noterà che esso è caratterizzato dalle ultime propaggini delle rocce intrusive appartenenti al lungo costone che inizia col monte Seroti; ma soprattutto dal grande slargo che si protende sino al Col Carette: già se ne è accennato anche in rapporto ai flussi glaciali quaternari nel precedente capitolo sulla V. Grande.

A proposito del lungo costone roccioso che termina poco ad occidente della Cas.e di V. Bighera, è da notare che nel tratto ad E della q 2472 si ha una zona di scorrimento di valanghe che giunge poco a monte delle malghe prima citate, con un dislivello del percorso di ~ 400 m.

1 b) La «Valletta»

BONACOSSA (1915) definisce la vallecchia in questione un «ramo NE della V. Bighera». Sotto il profilo della continuità topografica la definizione appare corretta: in qualche misura, infatti, si ripresenta un caso analogo a quello considerato nel lavoro precedente a proposito del raccordo tra la val delle Messi e la Valmalza.

Il suo andamento arcuato — con la convessità rivolta a oriente — corrisponde ad analoga disposizione della catena montuosa che dall'anticima NE del Corno Tremoncelli si sviluppa, attraverso il Corno di Cevole di q 2783, sino alla culminazione di q 2566 dei «Monti Tremoncelli».

Entrambi i versanti della «Valletta» sono in netta prevalenza costituiti, come già si è accennato, da dioriti e gabbrodioriti. Alla base dei versanti, vasti macereti a detriti grossolani si estendono pressoché lungo tutto il corso vallivo.

Il fondo valle, dopo il primo ripido pendio erboso e detritico che sale a NE della val Bighera, superati due brevi contrafforti rocciosi a ~ 2300 m, sale per una serie di risalti e ampi ripiani prativi. I risalti contraddistinguono anche una buona parte del versante sinistro, alla base della ricordata catena dioritica. Al centro del fondo valle si estendono in successione longitudinale, potenti cordoni morenici postwürmiani ampiamente coperti, nella zona più a monte, da massi di frana di stacco provenienti in netta prevalenza dal roccioso versante sinistro.

Il lungo e stretto crinale che congiunge il Corno Tremoncelli alla q 2783 dei Corni di Cevole, dalla prevalente copertura a detriti e sfasciumi, ma con frequenti chiazze erbose (come nei pressi della «Bocchetta di Tremoncelli»), è in micascisti filladici metamorfosati per contatto sino a ~ 200 metri a SE della prima cima; seguono i graniti a due miche. Sino allo spallone che precede la q 2783 il versante occidentale non si differenzia sostanzialmente da quello frontistante.

Le variazioni iniziano appunto della culminazione ora citata che da regolare e snella piramide quale si presenta dalla V. Grande, assume — verso la «Valletta» — la forma di una piramide tozza, massiccia e irregolare.

Le culminazioni successive — 2758 e q 2724 — si presentano da occidente come rilievi non troppo marcati di una fronte rocciosa unitaria dalla cresta aspra, irregolare, con frequenti spuntoni.

L'intaglio che segue alla q 2724 — verso SW — è decisamente più netto e soprattutto più aperto e svasato rispetto al versante opposto. Il fianco sinistro della «Vallet-

ta» prosegue poi con deciso carattere rupestre in direzione del Corno dell'Omacciolo con aspetti abbastanza analoghi rispetto a quelli del versante che sovrasta la Val Paraòlo.

La «Valletta» si chiude con l'ampia zona di testata che coincide al contempo con il circo glaciale posto a S del Corno Tremoncelli: con isoipsa mediana attorno a 2600 m, il fondo detritico del circo sale dolcemente verso gli sfasciumi del pendio meridionale del Corno.

2) *A occidente della «Valletta» si espande il corpo roccioso centrale del massiccio:* una serie di gradoni e conche con limitati salti di roccia, ampie distese detritiche, serie che si sviluppa pressoché a semicerchio il cui punto di massima curvatura è rivolto a S, verso il lago Seroti di q 2180.

Poiché i laghi costituiscono una consistente componente del paesaggio e della morfologia della zona, è opportuno soffermarsi su di essi, indicandone i dati essenziali a partire dal lago sopra citato.

L'elenco segue una direzione opposta a quella delle lancette dell'orologio, tenendo conto della struttura a semicerchio del massiccio.

Il lago di q 2180 (tutta la serie dei tredici laghi che indicherò in questo paragrafo, sono nella citata tav. «Val Grande» denomi «Seroti» si colloca alla long. 2°05'44" W, lat. 46°16'27" N; lunghezza e larghezza massima m 268 e m 80; profondità massima m 2,90. Occupa la zona centrale di una piana sbarrata a SE e a S da un lungo dosso dioritico. Il terreno è morenico e detritico.

Proseguendo verso NE, in uno slargo di minori dimensioni e ad un livello altimetrico lievemente inferiore (q 2170), si incontra un antico laghetto ora estinto per totale interrimento. È comunque possibile definirne lunghezza e larghezza massime originarie, rispettivamente in m 16 e 8; coordinate: long. 2°05'37" W, lat. 46°16'32" N. Il terreno è identico al precedente.

Risalendo la serie di erti pendii in parte erbosi in parte detritici fino alla piana sottesa al circo posto a S del Corno Tremoncelli, su un breve ripiano è collocato il terzo laghetto in buona parte riempito da detriti e con un apprezzabile zoccolo erboso, (abbondante la presenza di Erioforo): q 2610, lunghezza 25 m; coordinate: long. 2°04'48" W, lat. 46°17'15" N.

Procedendo ora verso occidente e superata una barriera rocciosa si hanno rispettivamente: il laghetto di q 2612, long. 2°05'14" W, lat. 46°17'19" N, lungo 12 m e largo 10, con una profondità massima di 1 m; poco più in basso il lago di q 2603, lungo m 188 e largo m 108, con una massima profondità di 4 metri; coordinate: long. 2°05'11" W, lat. 46°17'15" N. Tipici laghetti di circo a gradinata sono entrambi disposti in terreno morenico detritico con sponde parzialmente costituite da basse coste rocciose.

Sempre verso W, rispetto ai due laghetti ora citati, si trovano quelli posti a: q 2565, coordinate: long. 2°05'35" W, lat. 46°17'16" N; lunghezza e larghezza massime di m 102 e 68, profondità massima 5 m; q 2523, coordinate: long. 2°05'28" W, lat. 46°17'09" N; lunghezza e larghezza massime di m 68 e 28, pressoché totalmente intorbato.

La struttura del massiccio, sempre procedendo verso occidente, segna ora una decisa elevazione altitudinale.

Appena a W di un ampio roccioso che si protende a valle della q 2820 (situata lungo la linea di cresta), si estende il maggiore dei laghi del massiccio. A q 2700, dalla curiosa forma arcuata con la concavità volta a SW, il lago ha una lunghezza di 404 m, larghezza di m 142, con una profondità massima (riscontrata nella porzione NE) di m 12. Le coordinate sono: long. 2°06'10" W, lat. 46°17'15" N.

A NW di esso, a q 2750, si colloca il nono laghetto — non cartografato — le cui coordinate sono: long. 2°06'30" W, lat. 46°17'10" N; lunghezza e larghezza massime m 44 e 16, profondità massima 1 m. Il laghetto in questione è bordato a NNE, per l'intera stagione estiva, da una soda spalla nevosa.

A valle del grande lago di q 2700, dopo un breve affioramento roccioso, il terreno è quasi uniformemente coperto da materiali morenici frammisti a detriti. A q 2640 abbiamo il decimo laghetto: lungo 100 m, largo 75 m con una profondità che non supera 1 m ~, è contornato soprattutto ad W da cordoni morenici recenti. Coordinate: long. 2°06'10" W, lat. 46°16'19" N.

Procedendo ora verso SE si hanno, in conche successive e sempre in terreno morenico-detritico, i laghetti di:

— q 2614: coordinate: long. 2°06'07" W, lat. 46°17'03" N, lunghezza e larghezza massime di m 92 e 52, profondità massima stimata di m 2 ~;

— q 2580: coordinate: long 2°05'58" W, lat. 46°17'05" N; lunghezza e larghezza massime di m 50 e 38, profondità massima di m 0,60.

L'ultimo laghetto della serie, quasi totalmente interrto, è collocato a q 2583 in una breve piana sottesa dai dirupi rocciosi che a loro volta sovrastano il lago, indicato all'inizio, di q 2180. Le coordinate sono: long. 2°06'02" W, lat. 46°16'48" N, lunghezza e larghezze massime di m 10 e 8.

A conclusione della sintetica esposizione degli elementi più rilevanti del corpo roccioso centrale, un breve cenno sulla sua zona culminale: vale a dire sulla linea di cresta.

Il versante valtellinese è decisamente rupestre, a lunghi salti spesso verticali e talora strapiombanti per l'intero decorso della cresta tra la q 2902 (a SW) e l'estremità orientale culminante nel Corno Tremoncelli.

La sommità della cima senza nome di q 2902, a lastre dioritiche sconnesse, si allunga con assetto sub orizzontale sino all'ampia depressione che precede l'antecima sudoccidentale del monte Serottini a q 2926, ove affiora invece la facies a metamorfiti dei micacisti filladici con banchi immersi a SE e con inclinazione che raggiunge e talora supera i 45°. Tutto il versante in esame — pur non presentando l'accentuazione della pendenza caratteristica di quello valtellinese — è comunque a forte inclinazione; la sua base è uniformemente fasciata da ampie e caotiche falde detritiche oltre che da numerosi massi.

Una larga sella precede il lungo crinale a massi e sfasciumi detritici che si eleva con la cima del M. Serottini, in diorite, circondata a S e a E da vasti lembi di micacisti filladici metamorfosati per contatto: anch'essi sono immersi, come nell'antecima, a SE con valori di inclinazione analoghi a quelli riscontrati in quest'ultima.

A E della cima il crinale si abbassa gradualmente — le rocce sono ininterrottamente rappresentate dalle metamorfiti sino al Corno Tremoncelli — con il punto di massima depressione a ~ q 2725 che precede di ~ 620 m la sommità del Corno.

3) *Il vallone dal largo fondo detritico* - solo qua e là affiorano limitate oasi erbose — che si allunga a occidente del corpo roccioso centrale, inizia alla base dell'antecima SW del M. Serottini.

Esso si sviluppa — con una lunghezza di ~ 200 m — in direzione SE fino a raggiungere i salti di roccia posti a oriente del M. Seroti — q 2643 — con un modesta pendenza media: ~ 18°. Nella sua parte centrale scorrono piccoli rivi, il maggiore dei quali contribuisce ad alimentare il lago di q 2180.

Anche i fianchi del vallone sono coperti interamente da detriti di falda e grandi massi di dioriti quarzifere: soprattutto quello destro, sotteso alla dirupata cresta che unisce la q 2902 alle aspre culminazione dei Dossoni (la maggiore è a q 2910). È appunto superando l'erto pendio detritico del versante in questione che si raggiunge la sella — a ~ q 2630 — posta a W del M. Seroti e da cui si accede alla testata della vallecchia dei laghi di Grom.

4) *La dorsale q 2902 - Dossoni - Cime di Grom - M. Seroti*

Si è già rilevato che petrograficamente essa è caratterizzata in netta prevalenza da

dioriti quarzifere: le rocce incassanti, rappresentate dalla nota serie a micascisti filladici e gneiss minuti metamorfosati per contatto, formano lembi o strisce di scarsa consistenza areale.

Rispetto al versante occidentale che avremo modo di descrivere nel successivo capitolo dedicato alla val Varàdega, la dorsale è — sul versante orientale — morfologicamente molto meno articolata e più uniforme; soprattutto nel tratto compreso tra la q 2902 e la cima meridionale dei Dossoni, q 2856. Soltanto la culminazione di q 2902 presenta infatti una geometria sufficientemente definita, a piramide tozza e regolare: dopo il punto di massima depressione, a q 2770 ~, il crinale risale sino alla massiccia elevazione di q 2910 dai contorni informi anche per la vastissima prevalenza di detriti e massi caoticamente sparsi lungo la porzione più alta dei fianchi.

Dalla sella di q 2630 ~, inizia la valle dei laghi di Grom cui sottende — a S del lago di q 2342 — la valle Andrina.

È necessario rilevare che i due laghi della valle che scende a oriente del gruppo dioritico e granitico delle cime di Grom, non hanno una denominazione cartografica definita: e così si dica della vallecola che li ospita. Ritengo utile e corretto in ogni caso riferirmi alle cime di Grom per la denominazione sia della vallecola che dei laghi.

La sella, erbosa e pressoché suborizzontale, sovrasta il tratto superiore della valle con brevi salti di roccia intercalati a ripidi pendii erbosi e detritici. Sul lato occidentale si succedono invece scoscesi contrafforti rocciosi taluni dai versanti decisamente verticali. La direttrice della vallecola è NW-SE: il fondo si caratterizza per una struttura a gradoni di chiara matrice glaciale.

Mentre il crinale e il versante destro non presentano particolari di rilievo sotto il profilo morfologico — se si fa eccezione per la modesta impennata finale del crinale con la cima di, Grom di q 2773 e la vastissima copertura detritica sottesa al crinale stesso —, ben più variato e articolato è il versante opposto.

La cresta rocciosa che inizia dal monte Seroti presenta infatti un andamento ondulato con una successione di depressioni e rialzi che via via si fanno più netti; con stacchi decisi a partire dalla culminazione di q 2604.

Le variazioni di assetto della cresta sono in larga misura da attribuirsi alla alternanza degli affioramenti a dioriti quarzifere con quelli a micascisti filladici metamorfosati per contatto. Di particolare rilievo il comportamento dei banchi di micascisti a SE della q 2534: essi presentano infatti una inversione della immersione rispetto alla direttrice che abbiamo constatato lungo la cresta tra il monte Serottini e il Corno Tremoncelli. Il verso è in questo caso NW, con un altro grado di inclinazione (oltre 70° ~). Caratteristica è — lungo il versante e alla base della sub dorsale che si sviluppa a SE di M. Seroti — la «miscela» dei detriti grigiastri delle rocce dioritiche con quelli rossastri della serie a micascisti.

Come si è già accennato, è da registrare una consistente presenza di cordoni morenici stadiali nella vallecola dei laghi di Grom con una potenza che è talora di oltre 3 ~.

Quanto ai laghi indicherò i dati essenziali:

— q 2412, coordinate: long. 2°06'25'' W, lat. 46°16'14'' N; lunghezza e larghezza massime m 100 e 52, profondità massima m 5,50, superficie mq 2880. Poco a NE, alla stessa quota, si estende un antico invaso lacustre interamente interrato e dai confini indefinibili;

— q 2342, coordinate: long. 2°06'12'' W, lat. 46°16'02'' N; lunghezza e larghezza massima m 168 e 48; profondità massima m 4,90, superficie mq 5920.

In entrambi i casi trattasi di bacini lacustri collocati in circo a gradinata.

Infine la valle Andrina: si apre poco a SSE del lago di q 2342 sino a sfociare nella grande piana della torbiera posta a NNE del monte Pagano. Nessun elemento di parti-

colare rilevanza morfologica se non la diffusa presenza di cordoni morenici stadiali, più o meno correlabili con quelli riscontrati nella sovrastante vallecchia del laghi di Grom.

LA VAL VARÀDEGA

Rispetto a tutte le Valli precedentemente esaminate, sia in queste note che nel lavoro del 1983, la valle Varàdega presenta una marcata direttrice N-S. Pur costituendo la prosecuzione verso monte della valle del Mortirolo, essa ha una sua precisa identità morfologica, accentuata dai caratteri delle due dorsali montuose che la contornano a E e a W, in ragione delle loro particolarità sia litologiche che di assetto complessivo.

Assumendo come limite meridionale la C. Varàdega di q 1877 — che si colloca pressochè centralmente rispetto alle ultime propaggini delle due dorsali —, e come limite di testata la zona della sella posta a q 2540, lo sviluppo longitudinale del fondo valle è di 3500 m ~, con un dislivello tra i punti estremi di 663 m.

L'elemento più rilevante del fondo valle — ove scorre un rio alimentato da più sorgenti oltre che dalle acque di disgelo — è certamente rappresentato dalla serie imponente di cordoni morenici a prevalente direttrice longitudinale, cordoni di età post würmiana disposti parallelamente tra loro. Nella zona più a monte, grosso modo oltre l'isoipsa 2400, altri cordoni morenici si dispongono più o meno regolarmente alla base della serie più elevata dei ripiani, con struttura a semicerchio e notevole potenza.

È presumibile che la zona di accumulo glaciale responsabile di tali morfostrutture possa identificarsi con il vasto circo a sezione emiciclica, orientato a WSW, disposto a occidentale della linea di cresta compresa tra le quote senza nome 2878-2902 e la culminazione più elevate dei Dossoni, q 2910. L'isoipsa mediana del circo si colloca a ~ 2575 m; la larghezza massima è di ~ 900 m, il fondo — a sfasciumi detritici e lingue erbose — presenta una pendenza media di ~ 31°.

Numerosi sono i ripiani a fondo erboso che via via si succedono da valle a monte: in netta prevalenza essi sono riconducibili alla formazione di accumuli morenico-detritici, salvo che nella zona a ESE del M. Varàdega ove sono presenti limitati affioramenti rocciosi.

Quando ai litotipi presenti nella Valle in esame, si fa rinvio alle indicazioni contenute nel precedente lavoro. È solo il caso di sottolineare la netta predominanza delle dioriti quarzifere nella dorsale sinistra; la complessa alternanza litologica che si riscontra sul versante opposto (dagli gneiss occhiadini ai micascisti filladici metamorfosati per contatto), pur con una consistente presenza delle dioriti; infine la serie degli «gneiss listati» tipica, anzi esclusiva del M. Varàdega, caratterizzati in particolare da vistose alternanze cromatiche.

Poco oltre le metà del fondo valle, a q 2183 (Tav. IGM 19,I,NO, «Grosio», ed 1936), si ha l'unico laghetto della V. Varàdega, senza nome. Le coordinate sono: long. 2°07'02" W, lat. 46°16'23" N, lunghezza e larghezza massime di m 52 e 27, profondità massima di m 0,85. Trattasi di laghetto intermorenico.

Prendendo ora in esame le due dorsali, quella che si sviluppa lungo la destra idrografica (procedendo da valle a monte) inizia con la regolare piramide del m. Resverda — la cui cima è a q 2347 —, resa tozza dalle due ampie spalle inclinate che scendono rispettivamente a E e a W.

Lungo il versante meridionale del monte le rocce affiorano a tratti, con bancate quasi uniformemente inclinate a ESE con valori medi sui 40°, dal ripido pendio in netta prevalenza erboso e caratterizzato da una sviluppata e svasata depressione nella porzione centrale. Il versante W (Sondrio) si presenta quasi uniformemente coperto, data la modesta pendenza, da vaste colate detritiche.

Mentre la serie dei micascisti filladici affiora alla base del M. Varàdega, prevalgono poi decisamente gli gneiss occhiadini che si alzano sin quasi alla cima; ad essi si sovrappone — per una ventina di m ~ — la serie dioritica.

Il crinale che segue alla cima verso N è in parte erboso e in parte coperto da detriti, con una sola e ben definita culminazione — a forma di piramide regolare — alla q 2371. Ad essa succede un netto intaglio, mentre subito dopo il crinale riprende ad assumere un andamento analogo a quello iniziale, ma con una più accentuata presenza di rocce rotte e di sfasciumi detritici rispetto alle non frequenti zone erbose: fino al grosso spallone detritico arrotondato che scende dirupato (immersione dei banchi a S) al passo Varàdega. Tutta la base orientale di questo tratto della dorsale destra è in misura consistente interessata da larghe fasce detritiche: praticamente assente la copertura arbustiva ad *Alnus*, ecc., così frequente nella zona basale dei fianchi delle Valli esaminate nelle pagine precedenti.

La zona del passo Varàdega si inserisce in una lunga depressione suborizzontale in cui è inciso il Passo vero e proprio, con terreno ampiamente coperto da detriti frammisti a modeste zolle erbose.

L'origine della depressione deve essere in gran parte attribuita alla incidenza dei fattori litologici, o — per meglio dire — alla commistione di rocce a differenziata composizione mineralogica e conseguente diverso grado di erodibilità: micascisti filladici metamorfosati per contatto con la serie intrusiva (la giacitura dei banchi presenta un verso di immersione S con valori di inclinazione mediamente attorno a $35^\circ \sim$); dioriti quarzifere; brecce di intrusione; gneiss occhiadini.

A NNE del valico la dorsale erbosa riprende a salire gradualmente fino ai primi risalti rocciosi della cresta sud occidentale del massiccio M. Varàdega (q 2634).

La cima, dai versanti rocciosi e dirupati, emerge lungo una cresta a spuntoni, massi e sfasciumi detritici, con una successione di culminazioni separate da selle: tra queste, la sella posta subito a SW della vetta è interrotta da un grosso gendarme a forma di piramide terrazzata.

La zona centrale del versante sud orientale del M. Varàdega si articola in tre canali in parte rocciosi, in parte detritici, separati da contrafforti talora verticali e da balze. Una vasta copertura detritica sul fondo del canalone centrale, si estende dalla cima sino alla base, confluenndo nell'ininterrotta falda detritica che fascia tutta la zona di raccordo con il limite del fondo valle.

La cresta NE del M. Varàdega si addolcisce in una lunga dorsale arrotondata, prevalentemente erbosa, per riprendere poi i caratteri di cresta rupestre, spesso stretta ed aerea, sino all'intaglio della sella di q 2540.

Poco a NE della sella termina la serie degli «gneiss listati» cui segue, dopo un breve affioramento di micascisti filladici metamorfosati, il ripidissimo pendio a roccette, zolle erbose e detriti, che porta alla culminazione di q 2878: è appunto dal pendio sud occidentale della culminazione in questione che inizia il grande affioramento della serie dioritica del M. Serottini.

Accidentata, a grandi massi e lastre accatastate caoticamente, con brevi ripiani erbosi, la linea di cresta si sviluppa dalla quota citata fino alla culminazione di q 2902; essa è brevemente interrotta da un netto intaglio poco a SW di q 2843, intaglio sotteso da uno stretto, ripidissimo canalino dal fondo a detriti frammisti a terriccio che si allarga via via verso l'alto, pur conservando una decisa pendenza che può stimarsi non inferiore — mediamente — a $\sim 50^\circ$.

Soltanto in prossimità della culminazione di q 2902 la pendenza del versante meridionale della cresta in esame tende a ridursi, dando luogo a zone con estese chiazze di neve che persistono talora sino alla tarda estate. Il roccioso versante valtellinese è invece pressoché uniformemente sub verticale e a tratti strapiombante.

La dorsale e il versante sinistro della V. Varàdega, con le cime dei Dossoni e di Grom, litologicamente omogeneo — a dioriti quarzifere —, assume caratteri morfologicamente ben più articolati dell'opposto versante che chiude a occidente la serie di conche e gradoni che ospitano i laghi Seroti.

La linea sommitale presenta a tratti carattere di cresta rocciosa e detritica, talora stretta e aerea, a tratti invece di dorsale arrotondata. La culminazione più elevata dei Dossoni raggiunge i 2910 m, con una forma arrotondata: sostanzialmente la si può considerare una aggregazione di instabili sfasciumi detritici frammisti a terriccio. Netta e definita è invece la culminazione più meridionale dei Dossoni — q 2856 —, aspra guglia alla quale è sotteso, in direzione SW, un ampio canale detritico.

Tre poderosi spalloni rocciosi si protendono sino al fondo valle tra le culminazioni di q 2902 e di q 2712, dando luogo a svasati canali dal fondo uniformemente ricoperto da una potente massa di detriti crioclastici. Tutto il versante il questione si contraddistingue pertanto per l'ambiente aspro, selvaggio, pressoché totalmente privo di vegetazione, con frequenti linee di scorrimento di slavine.

Le cime di Grom — a q 2712 quella settentrionale, a q 2773 quella meridionale — decisamente rupestri su entrambi i versanti E e W, chiudono a meridione la dorsale con il ripido, lungo versante erboso sotteso alla vetta meridionale, con una modesta colonizzazione ad *Alnus* e rododendri nella zona basale. È appunto dalla vetta meridionale delle cime di Grom che si diparte il roccioso e articolato bastione terminale del versante sinistro della V. Varàdega, bastione nel quale i graniti a due miche si sostituiscono alle dioriti quarzifere, predominanti invece lungo tutta la dorsale, a contatto con le metamorfite della serie a micascisti filladici.

Non si può concludere questa sintetica serie di indicazioni e annotazioni sulla val Varàdega senza ricordare che poco a E di essa, là dove termina la valle Andrina, inizia a estendersi una delle più ampie zone di «torbiera bassa» d'alta quota di tutta la regione delle Alpi bresciane a N della Linea del Tonale. Trattasi della ben nota distesa del Col Carette, la cui lunghezza sfiora i 1400 m, con uno sviluppo massimo in larghezza di ~ 250 m, ad un'altitudine media di 2075 m. Come ho già accennato nelle pagine precedenti, è attraverso l'ampia distesa del colle che il grande ghiacciaio dell'Adda protendeva una lingua laterale sino a precipitare, lungo la val Paraòlo, nella val Grande.

LA VALLE DEL MORTIROLO

Il consistente apporto idrico che proviene alla Valle sia dalla val Varàdega che dalla vallecola di Grom (le cui direttrici si collocano, rispetto ad essa, tra N e NNE), è completato in misura piuttosto modesta, e soprattutto discontinua, dai ben minori corsi d'acqua che confluiscono nella valle del Mortirolo, rispettivamente: sulla destra idrografica, il Rio di Sternorio e il Rio Almada (il primo lungo il versante sotteso alla sella che unisce la Cima Verda alla Cima Cadi; il secondo a SE di quest'ultimo); sulla sinistra idrografica il rio della vallecola di Stiel che brevemente si sviluppa a SW del Dosso Castelletto.

Solo nella parte terminale della valle del Mortirolo — pressoché lungo il «tracciato» della Linea del Tonale — è degno di nota il ben più apprezzabile apporto del F. Ogliolo di Monno che confluisce da SW poco ad occidente del paese di Monno.

M'è parso utile iniziare il capitolo sulla Valle in esame tracciando queste sintetiche annotazioni sulla struttura essenziale del suo reticolo idrografico, ponendo tuttavia in rilievo sin d'ora che se il suo regime idrografico è, in misura decisamente prevalente, tributario dei bacini posti a monte di essa, la sua configurazione morfologica si presenta ben distinta e definita rispetto alle Valli poste a monte di essa e prima citate.

Fattore determinante di tale configurazione non può non identificarsi nell'escavazione operata dai ghiacciai quaternari: la ragione stessa della direttrice valliva, NW-SE, va ricercata in tale ordine di fenomeni. Se infatti il modellamento glaciale quaternario fu, nella zona in esame, prevalentemente prodotto dal ghiacciaio dell'Adda (questione che si approfondirà in seguito), mentre il ruolo esercitato dai ghiacciai del bacino dell'alto Oglio si manifestò soltanto nella zona terminale della Valle, la presenza ad occidente del rupestre massiccio culminante nelle cime Verda e Cadì, si può ritenere abbia contribuito a favorire l'orientamento della direttrice valliva.

Coerenti a quanto si è ora osservato si presentano i caratteri del profilo trasversale della V. del Mortirolo: profilo a U, pressoché uniformemente disimmetrico; in particolare nella porzione mediana della Valle, poco a monte del Prato del Làres, alla pendenza del versante sinistro 24° , si contrappone il valore di 31° del versante opposto.

La zona di testata della Valle sale gradatamente, in direzione NW, ove — preceduta da ampie zone a prati-pascoli con sparse conifere (qualche raro Pino cembro) — si apre la serie di ripiani e conche a sfagneti e torbiere di apprezzabile potenza, per quando concerne lo zoccolo (1,5 - 2 m ~), che si estendono tra il Piano del Mortirolo e le pendici meridionali del M. Resverde.

Separati dalla modesta elevazione del Dosso Signeul (q 1942) i passi, rispettivamente, della Foppa (q 1852) e del Mortirolo (q 1896) si collocano poco a monte del contatto tra i micascisti muscovitici della Formazione della Cima Rovaia e i micascisti filladici e gneiss minuti attribuiti dal Fo. TIRANO alla c.d. «Formazione della Punta di Pietra Rossa»: è appunto lungo la direttrice del contatto che corre la nota dislocazione della Linea del Mortirolo.

È degna di nota la ben maggiore ampiezza — con un assetto pressoché suborizzontale — del Passo della Foppa rispetto alla breve incisione in cui è situato il Passo del Mortirolo: data la omogeneità del litotipo della zona interessata dai due valichi, tale differenza potrebbe attribuirsi alla diversità nella direzione e nella consistenza dei flussi glaciali provenienti dal bacino dell'Adda.

A tale proposito sembra a me sostenibile che la zona di testata costituisca presumibilmente il punto più settentrionale del processo di deflusso del ghiacciaio «abduano» nel bacino nell'alto Oglio (l'altitudine alla quale è collocata la depressione in cui è inciso il Passo di Varàdega, q 2296, porterebbe ad escludere che essa sia stata interessata dal fenomeno in questione).

L'ampia serie di ripiani e conche cui ho sopra accennato, associata alla presenza di numerosi massi levigati e spesso montonati che affiorano nella zona in questione, costituiscono un tipico risultato dell'esarazione (in parte) e del modellamento operati dai ghiacciai quaternari.

Va ricordato, sempre nella zona di testata della Valle, tra gli effetti dell'azione glaciale, l'unico lago presente — entro i limiti amministrativi del territorio bresciano — tra la V. del Mortirolo e l'alta V. di Guspessa: il lago del Mortirolo.

Ubicato poco oltre le pendici nordorientali della C. Verda, a q 1779, il lago (si veda la Tav. IGM 19.I.SO, LOVERO, ed. 4, 1074) è intersecato dalle coordinate seguenti: long. $2^\circ 08' 55''$ W, lat $46^\circ 14' 22''$ N; è lungo 220 m, largo 172 m, con una profondità massima attorno a 7,5 m. È alimentato da tre modesti immissari; due gli emissari, il primo a meandro e l'altro intramorenico. A valle del lago, lungo l'alto versante destro della V. del Mortirolo, si distribuiscono irregolarmente cordoni morenici che il Fo. TIRANO inquadra nei fenomeni glaciali post würmiani e che si estendono sino alla zona mediana del versante, a monte delle C. Rompiano.

Già si è accennato alle due vallecole del Rio di Sternorio e del Rio Almada che rappresentano le incisioni più rilevanti del versante destro, versante che peraltro presenta un profilo uniformemente inclinato senza ripiani apprezzabili.

La forte incisione della ripida vallecchia del Rio Almada assume talora — soprattutto nelle zone centrale e terminale — carattere di forra: la fitta colonizzazione ad *Alnus* e i meno frequenti larici non impediscono che venga messo a nudo il substrato roccioso con banchi immersi a SSE, soprattutto lungo i versanti della zona terminale. Il raccordo con il fondo valle si presenta con un'ampia copertura arborea ma, se pur poco estese, sono frequenti le zone di erosione e denudazione del pendio terroso.

Ma l'elemento di maggior rilevanza geomorfologica del versante destro è certamente costituito dalla lunga dorsale culminante nelle cime Verda e Cadì — separate morfologicamente da un'ampia sella con un vasto circo sospeso —: su di esse tornerò nel capitolo successivo.

Se il versante sinistro, nel suo complesso, non propone motivi di particolare rilievo morfologico — è molto uniformemente distribuita la vasta e consistente copertura boschiva ad abete rosso e larice che raggiunge i 1750-1800 m — merita ben maggiore attenzione la dorsale che culmina nella cima del Motto Pagano (q 2348). Pur costituendo buona parte del versante sinistro della già ricordata vallecchia di Grom, il M. Pagano è parte determinante dell'assetto morfologico e del paesaggio dell'alta valle del Mortirolo.

Orientata SW-NE, la lunga e isolata dorsale del Pagano — vi sono prevalenti i micacisti muscovitici della Formazione della C. Rovaia, ma consistente è pure l'affioramento delle rocce intrusive dioritiche che fasciano gran parte del dirupato versante settentrionale, ad iniziare dal crinale — può essere distinta, sotto il profilo morfologico, in due porzioni sostanzialmente diverse.

A partire grosso modo dall'isoipsa 2000 la zona sudoccidentale, sin quasi alla vetta, si caratterizza per la struttura massiccia che via via — attraverso una successione di più o meno estesi ripiani — tende ad assumere la forma di una dorsale allungata e arrotondata nella zona sommitale. A ciò contribuisce anche la omogenea immersione a SE dei banchi rocciosi, nella zona che si colloca al di sopra dell'isoipsa 2000; mentre si manifesta un verso opposto, localmente, più valle.

È di tutto rilievo, lungo la zona in esame, la diffusa presenza di rocce levigate e montonate che già dalla isoipsa 1900 si estendono sino a raggiungere i ripiani sottesi all'anticima di q 2250: più esattamente sino a q 2150-2170 ~. La posizione di tali rocce parrebbe così confermare l'esistenza di una direttrice NW-SE del flusso glaciale quaternario e perciò la fondatezza della tesi che per primo avanzò COZZAGLIO sulla transfluenza del ghiacciaio dell'Adda attraverso la zona dei Passi della Foppa e del Mortirolo. Sembra a me si possa escludere che i fenomeni sopra indicati siano riconducibili al ghiacciaio della V. Varàdega data la dimensione e collocazione del tutto locale del medesimo (con una conseguente, contenuta massa complessiva).

Proseguendo nell'esame della zona WSW del M. Pagano è degno di nota il piccolo circo sospeso collocato lungo la propaggine che scende a SE della già ricordata q 2250: a ~ q 2150 è evidente un modesto circo morenico. Altro circo di limitato areale è presente, a ~ q 2180 e orientato a S, tra l'anticima sudoccidentale e la vetta: vi si riconoscono resti di cordoni morenici. Discretamente più ampio è il circo a sezione emiciclica posto sul versante nordoccidentale a monte del punto 2217 m: l'isoipsa media è attorno a 2130-2150 m; il fondo è moderatamente ripido.

Una vasta area a detriti crioclastici copre il pendio meridionale del M. Pagano, a SE della vetta: la copertura detritica si estende lungo un dislivello complessivo di oltre 270 m, con una larghezza massima (attorno all'isoipsa 2125 ~) che raggiunge i 250 m ~.

E veniamo alla seconda «porzione». Poco a N della vetta, il M. Pagano presenta una forma decisamente diversa: la dorsale muta rapidamente in un crinale roccioso a profilo via via più seghettato procedendo verso NE, a causa dell'immersione obliqua (a SE) dei banchi rocciosi. Già si è detto dell'aspro, roccioso versante settentrionale, solcato da canali di erosione (impostati su probabili diaclasi), tra i quali si estende una

fitta colonizzazione arbustiva che raggiunge la zona di falda basale, a detriti consolidati, al bordo della grande distesa a sfagneti che precede il Col Carette.

La zona di fondo della valle del Mortirolo non propone particolari elementi di rilievo sotto il profilo morfologico: se si fa eccezione per la porzione più direttamente interessata dal deflusso delle acque fluviali, con più o meno decise manifestazioni di erosione riparia, non si hanno gradini o salti netti né apprezzabili spianate (se si fa eccezione per la già citata località del Prato del Làres).

L'affioramento di rocce intrusive, poco a monte del Rio di Sternorio e che si estende in parte anche sul versante sinistro della Valle, non apporta sostanziali variazioni all'assetto morfologico complessivo del fondo valle.

È piuttosto da ricordare la diffusa presenza di resti morenici di fondo tra il Rio Almada e la bassa valle del F. Ogliolo di Monno, poco a occidente del fondo valle vero e proprio: il Fo. TIRANO li attribuisce a depositi post würmiani.

LA DORSALE DI C. VERDA E C. CADÌ

Come ho accennato nel precedente capitolo, la dorsale che culmina nelle due cime, Verda (q 2409) e Cadì (q 2449), domina gran parte della valle del Mortirolo costituendone la porzione più elevata di quasi tutto il versante destro, ad iniziare dalla zona sud-occidentale del Piano del Mortirolo, sino alla testata del F. Ogliolo di Monno.

Al fronte massiccio, in prevalenza rupestre e solcato da ampi canali svasati — o da lunghe incisioni che talora si raccordano grosso modo attorno all'isoipsa 2000 —, fronte che contraddistingue il versante orientale della dorsale, si contrappone il pendio meno marcato del versante occidentale, in prevalenza valtellinese. Quest'ultimo presenta infatti un pendio a profilo digradante con un grado di pendenza decisamente minore: rispetto al versante bresciano quello valtellinese è caratterizzato d'altro canto da vasti macereti lungo il pendio (talora con carattere di festoni) e ampie falde detritiche basali.

Iniziando l'esame della dorsale da N, è da notare come il crinale salga francamente ripido dal Piano del Mortirolo, con sempre più rada presenza di larici ai quali si associa, piuttosto diffuso sino a ~ 2100-2150 m, il Pino cembro; ma soltanto sul versante occidentale: tale forma arborea è pressoché rarissima nella valle del Mortirolo.

I micascisti della Formazione della C. Rovala si alternano alla serie degli gneiss della C. Verda con costante immersione a SSW e una inclinazione elevata: tra i 60° e gli 80°. Solo poco a N della vetta di C. Verda si ha una riduzione dell'inclinazione attorno ai 45°.

È appunto a 250 m ~ a N della vetta che si riduce nettamente l'ampiezza del crinale, con una marcata preminenza degli inclinati banchi rocciosi rispetto alla modesta copertura erbosa, tale da determinare un profilo pressoché seghettato del crinale stesso.

La zona della cima assume al contrario una conformazione tondeggianti — vasta la copertura a lastre e massi sparsi — con una propaggine erbosa a parziale copertura detritica diretta a SE: i banchi gneissici vi sono immersi a S con una inclinazione decisamente elevata (attorno a 75°-80°). A W della vetta brevi speroni rocciosi erbosi; a E netti salti rocciosi interrotti da un breve ripiano a ~ 2250 m.

È da rilevare che lungo il versante orientale di C. Verda si accentua il carattere rupestre man mano che si procede da N verso S, con un contestuale e franco aumento della pendenza che, nella porzione centrale, si colloca attorno ai 40°-45° ~.

Relativamente modesta l'area interessata dalle falde detritiche nella zona basale del versante occidentale, grazie anche alla consistente copertura arbustiva (con una netta predominanza di *Alnus*). Una diffusa copertura detritica è invece presente lungo la porzione medio-inferiore del versante SE, a causa del crioclastismo che interessa i sovra-

stanti, ripidi costoni rocciosi intercalati da canalini che alimentano gli accumuli e la successiva dispersione spesso a ventaglio dei materiali.

La culminazione di C. Verda è seguita, verso S, da un ripido pendio a solchi svasati, dal fondo spesso colmo di detriti, e a zolle erbose, pendio che precede l'ampia sella — la cui quota media è a 2270 m ~ — che la divide dalla seconda culminazione della dorsale: C. Cadi.

Conche detritiche e dossetti erbosi, associati a brevi spuntoni rocciosi, sono distribuiti in tutta l'area della sella, sia nella parte più elevata che in quella che digrada abbastanza ripida verso SE. La sella costituisce certamente un ampio bacino di accumulo di neve sia durante le grandi glaciazioni che in quelle stadiali: pur se — nonostante la sua sezione emiciclica volta a E — essa non dà luogo ai caratteri morfostrutturali propri dei circhi di versante. Il lato occidentale della sella è infatti aperto a V grazie ai due speroni roccioso-erbosi che scendono dagli opposti versanti delle due cime.

È piuttosto da ritenere che la zona della sella abbia ospitato un «ghiacciaio di sella», com'è testimoniato dagli apprezzabili cordoni morenici a direttrice SE (alto bacino del Rio di Sternorio), ritenuti post würmiani dagli estensori del Fo. TIRANO.

È da rilevare ancora che nella parte superiore della zona della sella, sulle pendici orientali di C. Cadi, si ha un piccolo circo sospeso con breve arco morenico rivolto a E. Altro circo sospeso, ma di ben maggiori dimensioni, è collocato a SE della vetta di C. Cadi: con un'isopisa mediana attorno a 2200 m, il circo presenta la consueta sezione emiciclica dei circhi di versante della regione in esame; il fondo detritico-erboso ha una apprezzabile pendenza (attorno ai 42° lungo il profilo mediano), talché gli accumuli di neve che vi stazionano danno luogo alla formazione di valanghe la cui zona di scorrimento sfiora talora i 1000 m di dislivello.

La zona sommitale di C. Cadi assume la forma di un'ampio spallone digradante verso NNE, prevalentemente erboso, con massi sparsi e zone di detrito: il crinale che lo precede da settentrione è invece contraddistinto dalla forte immersione a S dei banchi della serie a micascisti della F.ne della C. Rovala, con un'inclinazione media di ~ 70°.

Il versante SSE della C. Cadi, salvo alcune modeste zone a brevi dirupi e salti di roccia, digrada dolcemente verso la testata della valle del F. Ogliolo di Monno (l'ampio costone della c.d. «Costa bella»), a prati-pascoli, e boschi di conifere a S della vallecchia della Pizzola.

LA VALLE DEL F. OGLIOLO DI MONNO

Il ruolo determinante esercitato dal decorso della Linea del Tonale, sia in ordine all'origine stessa in gran parte del solco vallivo, sia in relazione al suo assetto morfostrutturale complessivo, è marcato in particolare, e con notevole consistenza di effetti, dalle ampie zone di erosione connesse alle fasce a cataclasi.

Ai fattori tectonici si sostituiscono, per il tratto vallivo compreso tra la zona a NE di Malga Dorena (q 1951) e quella ove è situata la Baita Iscla (q 1349), i processi correlabili ai flussi glaciali provenienti dall'area della vasta sella che si allunga tra il versante occidentale di C. Cadi e le pendici NE del Motto Alto.

È così che nel tratto in questione la Valle è caratterizzata da imponenti dissesti franosi, conseguenti all'associazione di scoscendimenti e scivolamenti dei depositi morenici di fondo, in cui agiscono acque di infiltrazione che fuoriescono sulla copertura, soprattutto nella zona medio-superiore del fondo valle.

Il tratto terminale del fondo valle — ad iniziare da ~ 750 a monte della confluenza delle acque dell'Ogliolo in quelle della valle del Mortirolo — si apre decisamente verso NNE con una successione di dossi erbosi e oasi alberate: gran parte dei dossi coincide

no con i resti di numerosi cordoni e archi morenici post würmiani, particolarmente nell'area a E e NE delle C. Cigagner sino alla vallecola che corre poco a S del Rio Almada; altri dossi potrebbero piuttosto essere interpretati come più antichi accumuli morenici o morenico-detritici consolidati.

Entrambi i versanti della zona cui si è or ora accennato presentano una copertura a bosco spesso consistente: soprattutto sulle pendici sudorientali di C. Cadì (così come nela zona frontistante, sinistra idrografica dell'Ogliolo, le Baite Dorena), e su quello settentrionale del Dosso Torricla (q 1838) ai cui piedi corre, con direttrice NE-SW, la Linea del Tonale.

Tornando al contributo dei fattori glaciali pleistocenici, e successivi, alla configurazione morfologica della Valle, mi sembrano degne di attenzione due zone ben definite così come i fenomeni che vi sono manifesti:

1. la lunga e ampia sella, già ricordata, tra C. Cadì e il Motto Alto. Essa si sviluppa per ~ 530 m a una quota media di 2170 m, con una successione di dossetti rocciosi e/o erbosi: i banchi della serie metamorfica degli Gneiss del M. Tonale immergono a SE con un valore di inclinazione compreso tra 50° e 70°-75°.

A S del dossetto quotato 2172 m, e che forma il punto più elevato della «barriera» roccioso-erbosa della sella (coincidente perciò con la testata della valle del F. Ogliolo di Monno), si sviluppano più cordoni morenici a prevalente direttrice S e che nel Fo. TIRANO sono indicati quali manifestazioni stadiali. Tuttavia, sempre a S del dossetto medesimo si apre una vallecola che porta al punto di massima depressione — q 2130 — dell'accennata zona di «barriera»: è lungo di essa, soprattutto sul lato sinistro idrografico (ENE), che sono distribuite sul pendio numerose rocce levigate e talora montonate. Pare a me che queste ultime testimonianze di manifestazioni glaciali siano da ricondursi a flussi quaternari, e più precisamente che si possa riconoscere nella sella uno dei punti di confluenza del ghiacciaio dell'Adda verso il bacino camuno: i consistenti effetti che sulle rocce in questione ha esercitato il peso della massa glaciale porterebbero a collocarne l'epoca nei periodi di massima copertura, e quindi ben antecedenti alle citate manifestazioni stadiali.

Diversa appare l'origine delle consistenti forme di erosione, con un'ampia zona di detriti e massi irregolarmente distribuiti sul pendio, che si riscontra a WNW della Malga Dorena (q 1951): detriti e massi provengono infatti dal dirupato costone roccioso che si allunga a ESE della vetta del Motto della Scala (q 2333). Trattasi di un vasto affioramento di anfiboliti gabbriche il cui contatto con la serie degli Gneiss del M. Tonale ha dato luogo a vistosi fenomeni cataclastici: fenomeni che si ripetono, proprio per le medesime cause, nella non lontana zona di testata della val Sacco, a SSW del Motto della Scala, ove un ancor più vasto affioramento delle anfiboliti citate si estende — grosso modo con direttrice E-W — a cavallo del Dosso S. Giacomo (q 2235);

2. il vasto altopiano che si distende sulle pendici nordoccidentali del Dosso Torricla e quelle sudorientali del Motto della Scala. Anche in questo caso il contributo all'originarsi dei fenomeni di erosione, attribuibile alla Linea del Tonale il cui fascio di faglie interessa la parte più settentrionale dell'altopiano (più precisamente tra le Baite di Mola, q 1750, e la località Fontana Lunga, q 2040), è marcato e diffuso.

Tuttavia appare inequivocabile che l'evidente modellamento dell'altopiano (con un netto «spianamento» nella zona centrale, dal cui bordo orientale — attorno alla località Planazza — scende la val Gemella, confluyente nella valle dell'Ogliolo di Monno), come i diffusi fenomeni di erosione, scoscendimento e soprattutto di scivolamento di depositi morenici di fondo, testimoniano una consistente presenza dei ghiacciai quaternari (o, meglio, del loro flusso). Tali fenomeni sono particolarmente accentuati a N delle citate Baite di Mola, a W e a W della Malga Mola di q 1707 ove sono degne di

rilievo le frequenti «piramidi» di terra e ciottoli prodotte dalle acque selvagge nella copertura morenica di fondo.

Va ancora notato che, appena a SSW della citata località Planazza, ove si succedono ampie zone a sfagneti (la potenza della zoccolo torboso può essere stimata in più punti attorno a 1,50 - 2 m), si ha una diffusa presenza di massi di tonalite dell'Adamello, spesso di grandi dimensioni. Essi indicano che il flusso glaciale quaternario, proveniente dal massiccio dell'Adamello, percorse la bassa valle dell'Ogliolo di Monno scavalcando poi — ad un'altitudine attorno ai 1700 m —, in direzione S e SW, la zona dell'altopiano in esame: presumibilmente intrecciandosi con le lingue del ghiacciaio dell'Adda che transfluivano da NW (tra il Dosso S. Giacomo e il Motto della Scala) e da WSW (superando e ricoprendo la dorsale Dosso S. Giacomo - Dosso Sopra il Bagno - Motto della Piana, della quale ci occuperemo in un successivo capitolo).

In sintesi tutta l'area del bacino del F. Ogliolo di Monno, così come quella della più occidentale val Sacco (che scende, oltre il tracciato della Linea del Tonale, tra le rocce del basamento delle Alpi Meridionali bresciane, con direttrice SW), confermano che i fattori glaciali quaternari e in parte post-würmiani costituiscono — assieme ai fenomeni riconducibili alla grande dislocazione in subrica — il prevalente elemento morfogenetico dell'area medesima.

LA DORSALE MOTTO ALTO (q 2258) - MOTTO DELLA SCALA (q 2333)

La direttrice della dorsale è grosso modo parallela a quella che culmina nelle cime Verda e Cadi precedentemente esaminata.

Sotto il profilo litologico basti rilevare che le rocce predominanti appartengono alla Formazione degli Gneiss del M. Tonale e alle anfiboliti gabbriche cui si è accennato nel capitolo precedente: la immersione dei banchi è in netta prevalenza a S con valori notevolmente differenziati da zona a zona (da 20°-30° sino alla subverticalità, soprattutto a mezzogiorno della culminazione del Motto della Scala).

Il Motto Alto (la stessa vetta e pressochè i nove decimi della montagna considerata nel suo complesso) è compreso nell'ambito del territorio della Provincia di Sondrio. Mi sembra tuttavia opportuno trattarne qui, sia pure succintamente, tenuto conto della evidente connessione tra la culminazione in questione e il Motto della Scala (per la maggior parte compreso, invece, nel territorio della Provincia di Brescia), oltre che con la C. Cadi per quanto già considerato nel capitolo precedente.

Il versante orientale del Motto Alto è segnato da consistenti processi di erosione del terreno di copertura con episodica denudazione del substrato roccioso. La zona di vetta è preceduta, a N, da un ampio falsopiano e assume la forma di uno spallone orientato in senso E-W, il cui versante settentrionale è piuttosto ripido, con brevi ma frequenti spuntoni rocciosi e una diffusa copertura detritica.

La zona meridionale, rispetto a quella di vetta, assume a sua volta la conformazione di una propaggine allungata con direttrice semi-ortogonale allo spallone (e più esattamente NW-SE), propaggine erbosa e arrotondata. Essa muta poi il suo assetto in uno sperone roccioso volto a SE, dividendo così in due tronconi la zona complessiva della testata della valle del F. Ogliolo di Monno.

Il versante orientale dello sperone presenta un'immersione dei banchi a W con un'inclinazione variabile tra i 35° e i 45°: a S e SW di esso si allungano resti di cordoni morenici post-würmiani.

Il Motto della Scala, complessivamente considerato, costituisce oltre i due terzi della dorsale in esame.

Il suo versante orientale è contraddistinto da un ripido pendio intersecato da nu-

merosi canali di erosione (presumibilmente impostati su diaclasi), apportatori di colate detritiche pressochè tutte coalescenti alla base del pendio medesimo. Nella zona centrale del versante, salti e paretine rocciose si alternano a zone di macerato detritico disposte lungo il profilo del pendio.

La morfologia aspra e articolata del versante E deve gran parte di tale carattere al consistente affioramento di anfiboliti gabbriche (cui ho fatto cenno nel precedente capitolo) che ne forma la porzione centrale, nonchè agli episodi cataclastici coincidenti con le superfici di contatto con le rocce della serie degli Gneiss del M. Tonale.

Del tutto diverso è il quadro morfologico del Motto della Scala sia nella direttrice meridionale (una lunga, arrotondata dorsale, a copertura erbosa e parzialmente a lembi detritici — con massi sparsi nella zona culminale — che scende gradatamente e dolcemente verso l'alto versante sinistro idrografico della val Sacco); sia lungo tutto il versante occidentale. Anche questo versante è in netta prevalenza a pendio con modesto grado di inclinazione, quasi un tutt'uno — nella parte più settentrionale — con la lunga sella erbosa (~ 560 m) che collega il M. della Scala con il Dosso S. Giacomo, a direttrice NE-SW.

Da questo sintetico quadro dei caratteri morfologici essenziali del Motto della Scala si desume con evidenza come sia il versante occidentale, sia la zona sommitale e il versante sudorientale del monte sian stati soggetti ad un'intensa azione di modellamento glaciale: esse ne hanno ammorbidito nettamente le forme, appunto nelle zone ove i flussi glaciali potevano maggiormente operare, per la loro provenienza da NW e da W.

LA DORSALE D.SO S. GIACOMO (q 2235) - D.SO SOPRA IL BAGNO (q 2181) - MOTTO DELLA PIANA (q 2110)

La regione delle Alpi settentrionali bresciane si chiude, come ho ricordato nel capitolo dedicato all'oroidrografia generale della regione stessa nella monografia del 1983, con la culminazione del M. Padrio.

La dorsale di cui ora esporrò i caratteri geomorfologici più rilevanti costituisce pertanto la più occidentale delle dorsali della regione presa in esame. Insieme con quella considerata nel precedente capitolo, è sostanzialmente la più breve: la sua lunghezza è in linea d'aria di poco oltre i 2500 m.

Con una direzione N-S tra il Dosso S. Giacomo e il Dosso Sopra il Bagno, direzione che muta per breve tratto in quella NW-SE tra il secondo Dosso e il Motto della Piana, è morfologicamente uniforme.

Priva di apprezzabili affioramenti rocciosi (se si fa eccezione per qualche modesta zona a spuntoni di anfiboliti sul versante orientale del Dosso S. Giacomo, e di gneiss su quello occidentale del Dosso Sopra il Bagno), la dorsale è una manifestazione esemplare di morfologia «matura» sia per il preminente ruolo esercitato dalla pressione dei ghiacciai quaternari (è presumibilmente tra la zona del Passo dell'Aprica e l'alta val di Guspezza che si ebbe — in rapporto alla quota media dello spartiacque — il più consistente sfioramento e perciò il maggiore apporto del ghiacciaio dell'Adda a quello altocamuno); sia per la successiva azione dei fattori meteorici. Da qui il monotono profilo N-S a estesi dossi arrotondati, talora quasi pianeggianti ed in ogni caso a lievissima pendenza.

Dal punto di vista litologico basti accennare che si ripetono qui gli stessi tipi litologici affioranti nella dorsale M. Alto - M. della Scala: gneiss e micascisti della Formazione degli Gneiss del M. Tonale, anfiboliti gabbriche.

Il versante occidentale della dorsale, considerato nell'insieme, presenta sino al limite della zona cacuminale una diffusa copertura a larici — che si infittisce sotto il Dosso

Sopra il Bagno —, intervallati da ampie distese ad arbusti tra cui prevale nettamente il rododendro.

Due — nette e marcate — le zone di erosione coincidenti con le due vallecole a direzione NE-SW che iniziano, rispettivamente: poco a N della vetta del Dosso Sopra il Bagno; a N della ampia sella prativa che unisce il Dosso medesimo alla piatta elevazione del Motto della Piana. Le due vallecole segnano con estrema evidenza il decorso del fascio di faglie della linea del Tonale: ma su tale tema tornerò tra breve.

Il Dosso S. Giacomo, dal versante occidentale dolcemente inclinato, presenta — già lo si è detto — alcuni brevi salti e spuntoni rocciosi lungo il versante orientale, vale a dire verso la lunga sella che l'unisce al Motto della Scala: anche in questo caso si ripete il «ruolo» dell'affioramento delle anfiboliti gabbriche e in particolare si rinnovano (sia pure in misura meno accentuata) i fenomeni cataclastici che interessano la serie incassante degli Gneiss del M. Tonale.

Ben poco v'è da aggiungere sulle altre due culminazioni, quanto meno sotto il profilo morfologico: mentre appare utile soffermarsi, se pur brevemente, su taluni aspetti relativi al tracciato della Linea del Tonale.

Nelle annotazioni precedenti ho associato alle altre due culminazioni della dorsale anche il Motto della Piana: a stretto rigore esso «esce» dalla regione delle Alpi «austriache», appartenendo al dominio delle Alpi Meridionali bresciane, affiorandovi il basamento, rappresentato — com'è noto — dalla serie degli Scisti di Edolo.

Il Fo. TIRANO della Carta Geologica d'Italia traccia il limite settentrionale di questa Formazione a ~ 200 m a NW della cima del Motto della Piana. Ho rilevato che sulla cima del Dosso Sopra il Bagno — in una zona abbastanza ampia — affiorano ancora gli Scisti di Edolo, con immersione volta a NW e con una inclinazione dei banchi di ~ 80°: l'affioramento in questione prosegue verso NNW per ~ 300 m. Nel contempo, lungo la vallecola di erosione impostata su una delle direttrici di faglia della Linea del Tonale, vallecola che scende a SW della cima ora citata (più precisamente con direttrice NE 80° SW), ho inoltre osservato che sulla destra idrografica della vallecola medesima affiorano rocce della Formazione degli Gneiss del M. Tonale in banchi immersi a SE, inclinati di ~ 80°, con fitte pieghe; mentre sulla sinistra affiorano gli Scisti di Edolo immersi a NW con inclinazione comprese tra 70° e 80°. Gli affioramenti in questione sono stati rilevati più esattamente a 1898, nel punto in cui una carreggiabile (che si dirige alle Baite Bagno, q 1873, e prosegue poi verso le Baite Martini) incrocia il corso della vallecola citata. Procedendo lungo la mulattiera in direzione SE, ~ 300 m prima delle Baite Bagno affiorano rocce che sembrano a me attribuibili alle quarziti spesso intercalate agli Scisti di Edolo. Tali osservazioni — se confermate da ulteriori verifiche — sposterebbero di ~ 450-500 m verso NNW il limite del basamento delle Alpi Meridionali nella zona considerata.

Ancora una breve annotazione meritano i fenomeni di forte erosione coincidenti con la vallecola a direttrice NE-SW posta a monte delle Baite Bagno, chiaramente associabili ai processi cataclastici conseguenti al «fascio» della Linea del Tonale.

L'ALTA VAL DI GUSPESSA E IL M. PADRIO (q 2152)

L'ampia zona di testata della val di Guspessa, chiusa a semicerchio tra il M. Padrio, il Passo di Guspessa (q 1824) e la dorsale esaminata nel precedente capitolo, con una diffusa alternanza di brevi dossetti (chiari resti di depositi morenici) e di numerose conche sovraescavate — talora ospitanti modesti sfagneti —, costituisce certamente, rispetto a zone analoghe ma di ben maggiore estensione presenti a W e SW del M. Padrio, una ben più modesta conferma degli effetti dell'intesa copertura glaciale quaternaria

sulla morfologia della porzione occidentale della regione in esame.

Tuttavia, tenendo conto anche dell'altitudine più elevata (ad esempio rispetto al noto, vasto Pian di Gembro), l'alta val di Guspessa si caratterizza per la regolare geometria del paesaggio a cui contribuisce una consistente quanto equilibrata presenza del bosco a conifere.

Ma è indubbio che un elemento singolare — certamente non comune — della morfologia della zona in questione è la «cicatrice» della fascia a cataclasi che la interseca diagonalmente (de NE a SW), cicatrice particolarmente marcata nel tratto compreso tra la vallecchia (o, meglio, una sorta di svasato cono di deiezione di detriti di frana e materiali alluvionali) che scende a oriente della vetta del M. Padrio e la piana che si estende a NW delle Baite Guspessa.

A tale proposito appare opportuno sottolineare che è proprio nella zona compresa tra la valle del F. Ogliolo di Monno e l'alta val di Guspessa, sino ai due versanti E e W del M. Padrio, che si riscontrano i più vistosi effetti, in termini morfologici, dei fenomeni di compressione, stritolamento e sminuzzamento cui sono andate soggette le rocce interessate dalla grande parafora insubrica, nel tratto bresciano del suo decorso.

Il M. Padrio appare pressoché spaccato in due grandi tronconi dalla zona intersecata dalla Linea del Tonale. Come ho sopra accennato, la cataclasi si è tradotta nella formazione di due vallecchie (rispettivamente a NE e a NW della cima) che ritengo più appropriato definire due coni di erosione-deiezione.

A settentrione della zona attraversata dalla dislocazione si allunga la arrotondata propaggine — prima a copertura erbosa, poi con fitta colonizzazione ad *Alnus* — che costituisce la non pronunciata culminazione del M. della Colma (q 2144).

Chiara e regolare la successione dei tipi litologici che si riscontrano nella culminazione del Padrio: a partire dagli Scisti di Edolo dinamometamorfosati della vetta, si incontrano procedendo verso N: dolomie brecciate giallastre e calcari scuri con evidenti fenomeni milonitici (dagli AA. attribuiti al Trias); la zona della dislocazione; gli gneiss occhiadini appartenenti al membro delle Migmatiti di Vernuga della Formazione di Valle Grosina (il «tetto» dell'edificio della falda austriaca); gli gneiss intersecati da filoni aplitici, con modeste intercalazioni di calcari cristallini e calcefiri della Formazione del M. Tonale.

A valle della zona della faglia, minori dislocazioni locali hanno spostato i banchi degli Scisti di Edolo, dando luogo alla formazione di curiose pseudo-vallecchie che appaiono al BONACOSSA (1915) simili ad una zona di «cratere».

Con questo breve capitolo si conclude la seconda e ultima parte delle mie annotazioni sulla geomorfologia delle Alpi bresciane a N della Linea del Tonale.

Come ho sottolineato nell'introduzione alla precedente pubblicazione, tali annotazioni costituiscono soltanto un sintetico e sommario approccio ai caratteri e ai fenomeni geomorfologici della regione. Le lacune e i possibili errori che esse contengono mi auguro vengano colmati e corretti da successivi lavori che beneficino, in particolare, di un lavoro d'équipe, superando così i limiti di una ricerca e di uno studio «solitario», quali sono stati quelli che ho condotto nel corso di sei anni nella regione più settentrionale del territorio bresciano.

BIBLIOGRAFIA

- BERUTI G., 1983 - *Geomorfologia delle valli di Pezzo, Viso, delle Messi a Cané (Alpi bresciane a N della Linea del Tonale)*. Monografie di «Natura Bresciana», 5, 1983.
- BONACOSSA A., 1915 - *Regione dell'Ortles*. Guida del CAI, Api Centrali, II, Milano.
- BONSIGNORE G., MONTRASIO e RAGNI U., 1971 - *Note illustrative al Foglio «Tirano» della Carta Geologica d'Italia*. Servizio Geologico Italiano, 1971.
- COZZAGLIO A., 1935 - *Sopra alcune caratteristiche del sistema glaciale della Val Camonica*. Boll. Comit. Glaciol. It., 15, 1935.
- DEL MORO A., NOTARPIETRO A. e POTENZA R., 1983 - *Revisione del significato strutturale e geocronologico delle masse intrusive minori dell'alta Valtellina: risultati preliminari*. Rendic. Soc. It. Min. Petr., 38 (1), Milano.

Indirizzo dell'Autore:

Dr. GIUSEPPE BERRUTI, viale Europa 4 - 25124 BRESCIA

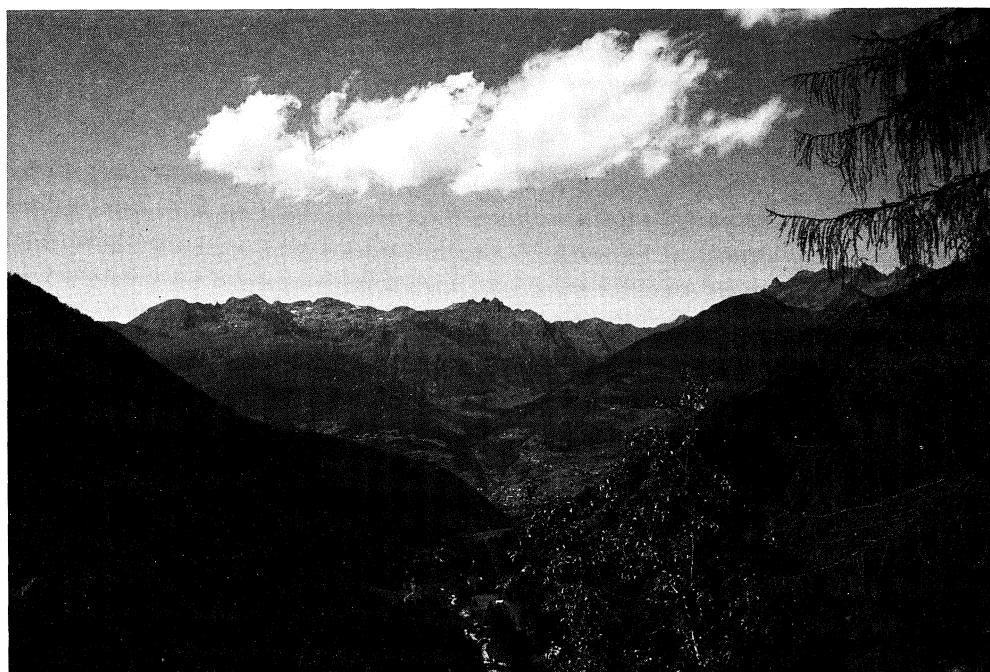


Fig. 1 - Val Grande: il tratto meridionale e l'ampio conoide di Vezza d'Oglio.



Fig. 2 - Val Grande (destra idro.): il grande circo del C. Tremoncelli (a destra) e il versante E, scavato da canaloni, dei Corni di Cevole.

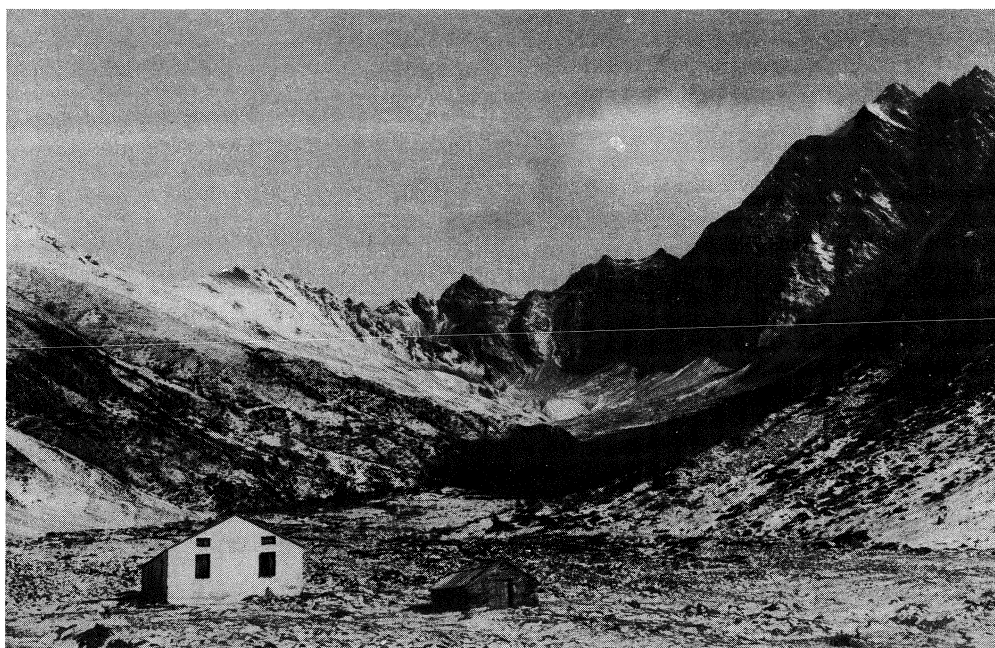


Fig. 3 - La zona di testata, con ampio circo glaciale, della Val Grande.



Fig. 4 - Il dirupato versante SW della Punta di Pietra Rossa (micascisti filladici).

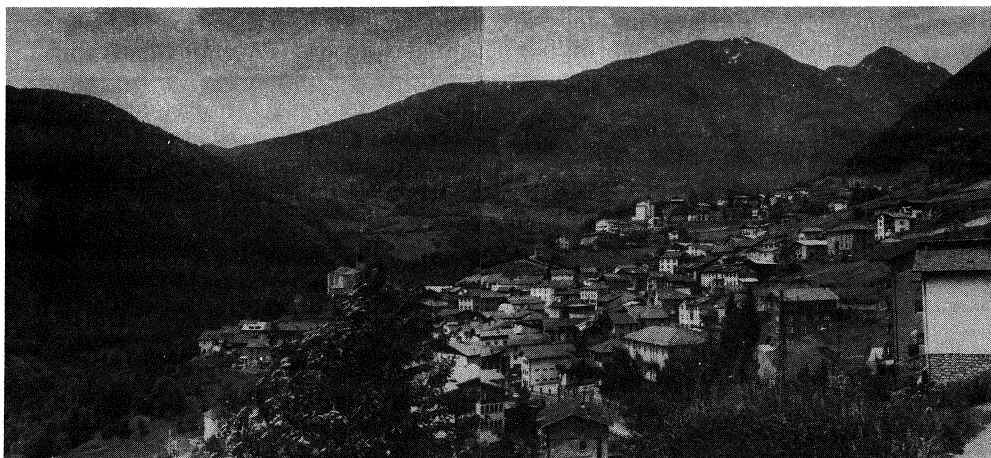


Fig. 5 - La V. Paraòlo, lungo la quale una lingua del ghiacciaio dell'Adda defluiva in V. Grande. In primo piano: Monno.



Fig. 6 - Il gruppo magmatico dei C. di Cevole e dei C. delle Valli, da NW.



Fig. 7 - La Valle dei Laghi di Grom, con la successione dei circhi a gradinata.

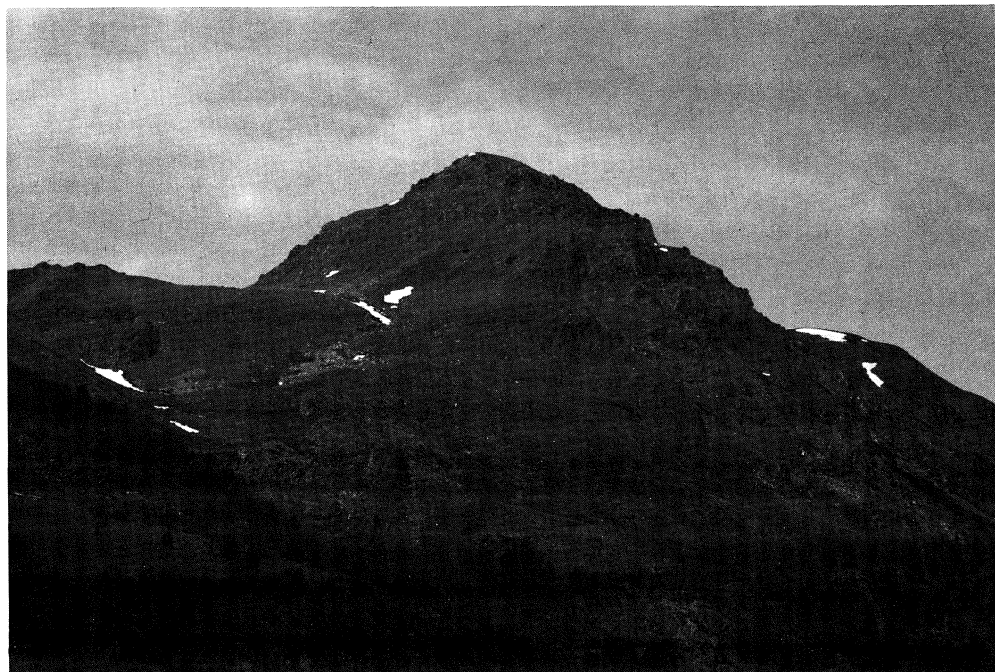


Fig. 8 - Il M. Pagano, a S della torbiera del Pianaccio.



Fig. 9 - Il massiccio dei laghi Seroti: a sin. il versante S del M. Serottini dai banchi a micascisti fortemente inclinati.



Fig. 10 - Il M. Varàdega e il circo di testata della Valle omonima.



Fig. 11 - La dorsale del M. Resverda a NE del P.so del Mortirolo.

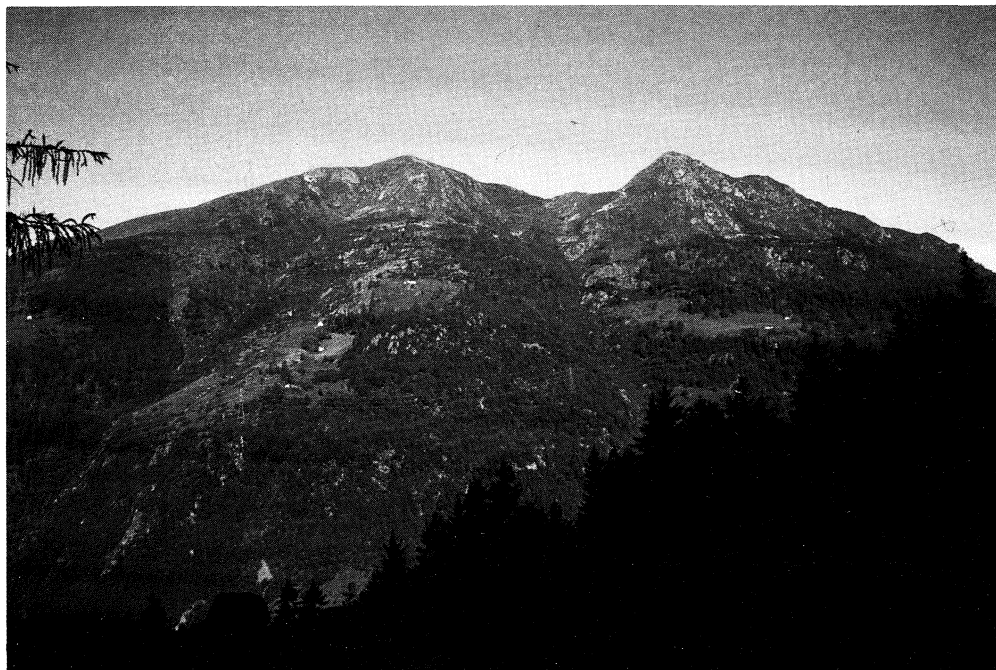


Fig. 12 - C. Verda e C. Cadi con i due circhi glaciali del versante E.

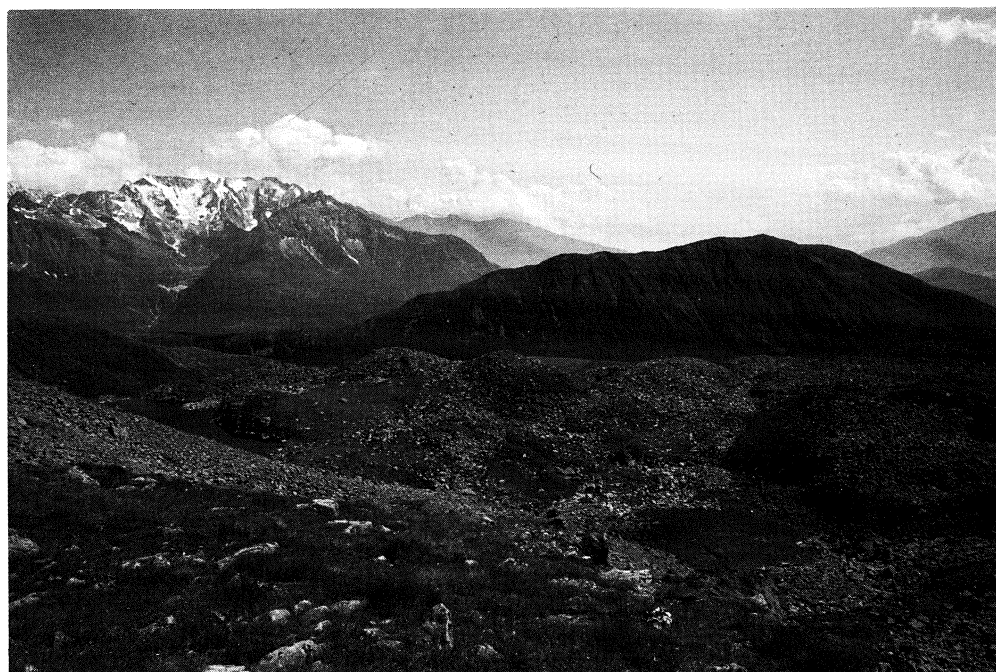


Fig. 13 - Il dirupato profilo orientale di C. Verda.



Fig. 14 - Valle del F. Ogiolo di Monno: potente erosione nella copertura morenica.



Fig. 15 - Le pendici meridionali del M. della Scala, modellate dai ghiacciai quaternari.



Fig. 16 - L'alta val Guspessa: sullo sfondo la dorsale Dosso S. Giacomo - Dosso sopra il Bagno.



Fig. 17 - Il M. Padrio da E: la «traccia» a miloniti della «Linea del Tonale».



Fig. 18 - Particolare della zona milonitizzata lungo la «Linea del Tonale» sul versante W del M. Padrio.