

MUSEO CIVICO DI SCIENZE NATURALI DI BRESCIA

GIUSEPPE BERRUTI

**GEOMORFOLOGIA DELLE VALLI
DI PEZZO, VISO, DELLE MESSI E CANÈ**

(Alpi bresciane a N della «Linea del Tonale»)

MONOGRAFIE DI «NATURA BRESCIANA»

N. 5 - 1983

F. OGLIO

Temù

Ponte di Legno

Pezzo

MUSEO CIVICO DI SCIENZE NATURALI DI BRESCIA

GIUSEPPE BERRUTI

**GEOMORFOLOGIA DELLE VALLI
DI PEZZO, VISO, DELLE MESSI E CANÈ**

(ALPI BRESCIANE A N DELLA «LINEA DEL TONALE»)

Publicato col contributo della Regione Lombardia
Assessorato ai Beni e alle Attività Culturali

MONOGRAFIE DI «NATURA BRESCIANA»

N. 5 - 1983

« NATURA BRESCIANA »
Direttore responsabile UGO VAGLIA
Autorizzazione del Tribunale di Brescia N. 233 del 10.V.1965

Tipolitografia ITALGRAF - BRESCIA 1983

GIUSEPPE BERRUTI

**GEOMORFOLOGIA DELLE VALLI
DI PEZZO, VISO, DELLE MESSI E CANÈ
(Alpi bresciane a N della «Linea del Tonale»)**

SOMMARIO

0. Oro-idrografia della regione	pag.	4
1. Studi precedenti	»	13
2. Fattori morfogenetici	»	14
2.1 Litologia	»	14
2.2. Tectonica	»	26
2.3 Condizioni climatiche	»	32
3. Geomorfologia delle valli di Pezzo, Viso, delle Messi, Canè	»	47
3.1 Corno dei Tre Signori - Ponte di Legno - passo del Tonale	»	48
3.2 Valle delle Messi	»	58
3.3 Val di Canè	»	69

INTRODUZIONE

Le valli di Pezzo, Viso, delle Messi e Canè — sotto il profilo geologico e con particolare riguardo ai fattori strutturali e litologici — appartengono alla regione delle Alpi bresciane a N della «Linea del Tonale» (Austridi).

L'esame dei fenomeni geomorfologici delle valli in questione va pertanto inquadrato nell'analisi dei caratteri oro-idrografici, litologici, tectonici e anche climatologici della regione. È a tale analisi che sono dedicati i primi tre capitoli del lavoro.

Nel contempo i tre capitoli costituiscono la premessa di successive osservazioni e studi sulle altre valli della regione (dalla V. Grande alla valle del Mortirolo sino al confine con la Valtellina).

Il rilevamento sul terreno e lo studio delle valli di Pezzo e di Viso è stato esteso a tutta la zona montuosa orientale della regione (Forcellina di Montozzo - passo del Tonale), incluso il tratto dell'alta valle Camonica compreso tra Ponte di Legno e il passo del Tonale, e posto a monte della «Linea del Tonale».

0. ORO-IDROGRAFIA DELLA REGIONE

La regione appartiene — nell'ambito delle Alpi Retiche — al gruppo montuoso dell'Ortles-Cevedale.

Essa può essere suddivisa, sotto il profilo oro-idrografico, in due aree attribuite, rispettivamente, a:

— il sottogruppo Cevedale-S. Matteo-Treviso, rappresentato nel territorio della Provincia di Brescia dalla dorsale Corno dei Tre Signori-Punta di Ercavallo-Punta di Montozzo, separata - dalla Forcellina di Montozzo - dalla successiva dorsale Punta di Albiolo - monte Tonale occidentale - cima di Cadi - cima Bleis - cima Le Sorti;

— il sottogruppo M. Gavia - Punta di Pietra Rossa - M. Serottini, ben più articolato, che può suddividersi nelle seguenti dorsali principali:

— monte Gavia - Punta di Pietra Rossa - cima Monticello, dalla quale si dipartono rispettivamente le sub-dorsali: monte Coleazzo - cima Bleis di Somalbosco; cime di Pietra Rossa - cime di Glere - cime del Tirlo - monte Mattaciul - monte Bles - cima Rovaia - cima Muralta;

— Sasso Maurone - Corno Tremoncelli - monte Serottini (con la sub-dorsale delle cime di Grom) - monte Varàdega - monte Resverde;

— cima Verda - cima Cadi - Motto Alto - Motto della Scala - Dosso di S. Giacomo - Motto della Piana.

I confini amministrativi della Provincia di Brescia possono essere in buona parte assunti a riferimento per la delimitazione geografica della regione oggetto del presente lavoro, in quanto coincidono in larga misura con i bordi strutturali laterali della regione medesima.

Così infatti per il limite settentrionale costituito dal M. Gavia (m 3223); per quello orientale, vale a dire dal medesimo M. Gavia sino al Passo del Tonale (m 1883); per quello orientale, ancora dal M. Gavia sino al monte Padrio (m 2152).

Come verrà notato, il limite occidentale (SW) non viene esteso sino al Passo dell'Aprica ma — ai fini che si propone il presente lavoro — tale limite viene appunto interrotto in coincidenza della culminazione del M. Padrio.

La ragione di questa delimitazione va ricondotta infatti al tema che lo studio si propone: l'analisi dei caratteri e dei fenomeni geomorfologici delle Alpi bresciane poste a N del gruppo dell'Adamello o, meglio, a N della «Linea del Tonale».

È noto che sotto il profilo geo-strutturale il territorio montuoso della Provincia di Brescia è suddiviso in due grandi unità: le Alpi Meridionali (compreso quindi lo stesso gruppo dell'Adamello) e le Alpi appartenenti tectonicamente al «complesso austridico», separate dalla citata «Linea del Tonale» ossia dal segmento della «Linea Insubrica», fondamentale linea di dislocazione di rilevanza interregionale, per la parte di quest'ultima che attraversa il territorio della Provincia di Brescia.

È pertanto in rapporto a questi aspetti strutturali — su cui si tornerà in seguito — che il limite meridionale della regione in esame segue, anzi coincide con la direttrice tectonica costituita dalla «Linea del Tonale».

Tale limite, procedendo da WSW verso ENE, inizia subito a N del M. Padrio; corre a monte del Motto della Piana (m 2110) e del dosso Torriola (m 1838), interseca la valle del F. Ogliolo di Monno, raggiunge l'abitato di Monno attraversando quindi il F. Oglio per proseguire a S di Incudine, tagliando in successione la parte terminale delle valli che scendono dal gruppo dell'Adamello (dalla val Paghera sino alla valle Narcanello), portandosi infine poco a S del Passo del Tonale.

Come si può meglio valutare sulla base dello schema oroidrografico della Fig. 1, la regione considerata presenta pertanto una forma assimilabile grosso modo ad un triangolo rettangolo inclinato decisamente verso SW. Tale forma corrisponde alla logica dei «motivi» fondamentali della tectonica della regione: e, in particolare, sia alla direzione della «Linea del Tonale» che alla direzione dell'asse dell'«anticlinale valtelinese» (Auct.) di cui l'area in esame costituisce in grande parte il fianco meridionale.

A completamento della sommaria descrizione dei limiti generali dell'area, è possibile osservare che morfologicamente essa può essere ricondotta anche all'immagine di un ventaglio che ha il suo perno nel M. Gavia e che si apre irregolarmente da NE a SW lungo le «stecche» costituite dalle direttrici vallive e dalle dorsali montuose che le separano.

Indicati così i limiti geografici dell'area, è ora necessario soffermarsi più analiticamente su due ordini fondamentali di fattori della geografia dell'area stessa: la serie delle valli principali e delle dorsali montuose di maggior rilevanza. Tali fattori vengono qui considerati soltanto sotto il profilo del loro apporto alla configurazione geografica della regione, mentre i rispettivi caratteri morfologici verranno presi in esame nel cap. 3.

Quanto ai toponimi e alle quote riportati nel testo, ho fatto riferimento alle Tavole IGM scala 1:25.000 citate nella bibliografia.

0.1 Le valli principali

Le sintetiche indicazioni che seguono tengono conto della successione dei solchi vallivi nel territorio considerato, a partire da E verso W.

Per ciascuna delle valli della destra del fiume Oglio indicherò i dati della totale lunghezza, del massimo dislivello e della direttrice, mentre sui caratteri morfologici tornerò — come ho già detto — nel cap. 3. Per le valli poste sulla sinistra del fiume Oglio non ho ritenuto necessario riportare i dati in questione, in considerazione del fatto che il tratto che tali valli percorrono a N della «Linea del Tonale» è in genere piuttosto breve.

Avverto infine che il dato sulla lunghezza totale è stato calcolato sulla base degli elementi ricavati e misurati al curvimetro dalle Tavole IGM scala 1:25.000: assumendo come punto di riferimento a monte la «testata» morfologica o, dove possibile, il toponimo che segna con maggiore chiarezza e a quota indicata il punto di inizio del decorso vallivo; e quale punto di riferimento a valle il punto di confluenza idrografica della singola valle nel F. Ogliolo o nel F. Oglio. O infine, per le valli minori, il punto di confluenza idrografica nelle valli maggiori:

valle del Rio Vallazza: laghetto Bleis q 2494 - F. l'Ogliolo q 1685 ~ . Dislivello massimo: m 809; lunghezza m 2900 ~ ; direttrice NE-SW;

val del Larice: E di M. Serodine a q 2400 ~ - F. l'Ogliolo q 1625 ~ . Dislivello massimo: m 775; lunghezza m 2500 ~ ; direttrice N-S;

valle di Viso o del F. Arcanello: testata (isoipsa 2200) - SE di Pezzo q 1492. Dislivello massimo: m 708; lunghezza m 5200 ~ ; direttrice NW-SE/NE-SW;

valle di Pezzo: SE di Pezzo q 1492 - F. Oglio a Ponte di Legno q 1257. Dislivello massimo: m 235; lunghezza m 3800 ~ ; direttrice N-S;

valle delle Messi o del F. Frigidolfo: testata (isoipsa 2100) - S. Apollonia q 1642. Dislivello massimo: m 558; lunghezza m 5000 ~ ; direttrice NW-SE. A proposito della valle delle Messi è da osservare che, come per alcune altre valli, ho ritenuto di attenermi ai dati topografici reali — soprattutto per il punto di riferimento a monte — seppur correlati a quelli cartografici: ad esempio nel caso della valle in questione ho ritenuto che il punto di riferimento a monte potesse identificarsi con l'isoipsa 2100, poco sopra le Bai-

te di Valmalza (q 1972). È infatti da un «gradino» coincidente con tale isoipsa che — senza una sostanziale soluzione di continuità — sale brevemente la vallecchia del Rio di Valmalza con direttrice NW, vallecchia che ha una sua «fisionomia» morfologica distinta da quella della valle delle Messi vera e propria, anche se ne costituisce entro certi limiti il prolungamento a monte;

valle de «il Rio»: Baita di val Massa q 2150 (a SW di cima Bleis di Somalbosco) - F. Oglio a SW della località Poia di Ponte di Legno q 1200. Dislivello massimo: m 950; lunghezza m 3000 ~; direttrice NW-SE;

val Canè o del T. Fumeclò: testata q 2050 (a SW delle Casère di Valzaròten) - F. Oglio a Temù q 1120. Dislivello massimo: m 930; lunghezza m 5900 ~; direttrice NW-SE;

val Pisore: malga Tremonti q 2170 (a SW della C. Muralta) - F. Oglio, a SW di Stadolina, q 1050. Dislivello massimo: m 1070; lunghezza m 2900 ~; direttrice N-S;

val Ciplì: a E della località Piazza Grande q 2000 ~ - F. Oglio, a E di Vezza d'Oglio, q 1020. Dislivello massimo: m 980 ~; lunghezza m 3000 ~; direttrice NE-SW;

val Grande: testata, a W della q. 3025, isoipsa 2800 - F. Oglio, Vezza d'Oglio, q 1015. Dislivello massimo: m 1785; lunghezza m 12500 ~; direttrice NE-SW;

val Bighera - val Paraòlo: L. Seroti q 2180 - confluenza nella val Grande, q 1380. Dislivello massimo: m 800; lunghezza m 3100 ~; direttrice NW-SE/WNW-ESE;

valle della Mola: a SW di M. Pagano q 2050 - F. Oglio, Incudine, q 900. Dislivello massimo: m 1150; lunghezza m 2200 ~; direttrice NW-SE;

valle Varàdega-valle Mortirolo: testata, a NE di M. Varàdega, q 2540 - confluenza nella valle del F. Ogliolo di Monno, q 1025. Dislivello massimo: m 1515; lunghezza m 8925 ~; direttrice N-SSE;

valle F. Ogliolo di Monno: testata a E del Motto della Scala, q 2000 ~ - F. Oglio, a SE di Monno, q 900. Dislivello massimo: m 1100 ~; lunghezza m 5000 ~; direttrice NW-SE;

valle S. Sebastiano: a N del M. della Piana, q 2050 ~ - F. Ogliolo di Corteno, a E di Cortenedolo, q 883. Dislivello massimo: m 1167 ~; lunghezza m 4200 ~; direttrice NW-SE.

Per le valli poste sulla sinistra idrografica dell'alta valle Camonica, come ho già osservato a pag. 6, non appare necessario riportare i dati già indicati per le valli che si collocano sulla destra, in considerazione dei rispettivi brevi tratti che si collocano nella regione a N della «Linea del Tonale».

Mi limito pertanto a ricordare che, sempre procedendo da E verso W, sfociano nel F. Oglio le seguenti valli:

valle Narcanello, presso la località Sozzine di Ponte di Legno, con la confluenza dell'Ogliolo da E;

valle dell'Acqua Seria, presso la località Poia di Ponte di Legno;

valle dell'Avio, presso Temù;

valle di Vallaro, presso Stadolina;

valle di Valzerù, tra Stadolina e Vezza d'Oglio;

val Paghera, presso Vezza d'Oglio.

0.2 Le dorsali montuose

Come avevo notato nella premessa, la descrizione dei caratteri più rilevanti della dorsali viene qui contenuta entro i limiti del quadro meramente geografico in cui esse si collocano, rinviando al cap. 3 le osservazioni e le annotazioni pertinenti agli aspetti morfologici: e ciò in relazione sia ai fattori litologici che a quelli di ordine strutturale.

Verranno pertanto prese in considerazione essenzialmente le direttrici e le relative

varianze di maggior consistenza, con le culminazioni più significative nonché le insellature che han favorito la formazione di passi; e così via.

Ho ritenuto infine utile — così come in precedenza per le valli — riportare i dati relativi alla lunghezza delle dorsali. Tali dati costituiscono necessariamente il risultato di stime elaborate sulla base degli elementi ottenibili dalle Tavole IGM scala 1:25.000, seguendo al curvimetro le linee di cresta o di crinale e comunque dello spartiacque; apportando, nei limiti del possibile, le opportune correzioni in relazione alla incidenza che sui dati in questione è espressa soprattutto dalla particolare morfologia di un certo gruppo di culminazioni. Credo sia tuttavia possibile dire che i dati in tal modo ottenuti sono da considerarsi approssimati piuttosto per difetto che non per eccesso.

Così come per le valli seguirò la successione delle dorsali considerate da E verso W.

0.2.1. Sottogruppo Cevedale-S. Matteo-Tresero

0.2.1.1 Dorsale Corno dei Tre Signori - Punta di Ercavallo - Punta di Montozzo

Dalla «elegantissima slanciata piramide» (BONACOSSA, 1915) del Corno dei Tre Signori, direttamente dalla vetta - q 3360 -, si sviluppano in territorio bresciano due sub-dorsali.

La prima presenta una direzione SE e all'inizio sovrasta il piccolo ghiacciaio (o nevato) senza nome in cui si arresta a monte la serie dei gradoni e delle conche, scavate dai ghiacciai quaternari, del «Piano di Ercavallo». Trattasi della lunga cresta denominata cartograficamente «Montagna di Ercavallo» la cui culminazione più elevata è costituita dalla anticima orientale di q 3068 della Punta di Ercavallo, di poco preceduta dalla Punta medesima - q 3011 - e dal passo di Ercavallo, q 2974.

Successivamente la cresta accentua la direttrice SE con un lieve arco contrassegnato dalla Punta di Montozzo - q 2863 - e termina alla ampia Forcellina omonima a q 2613. La lunghezza della prima sub-dorsale è di m 5300 ~ .

La seconda sub-dorsale presenta al contrario una prevalente direttrice S; essa culmina nell'anticima meridionale del Corno, a q 3164, da cui si diparte un breve ramo verso W che porta al M. Gaviola, q 3025. La cresta prosegue da detta anticima verso S sino alla marcata sella di q 3044 prospiciente il laghetto di Caione, q 2963; oltre la sella, dopo la piatta cima di Caione - q 3140 - la sub-dorsale piega gradualmente verso SE sino alla cima delle Gràole, q 2861, e termina alla q 2738 cui seguono i ripidi pendii digradanti velocemente sino alle Case di Viso.

La seconda sub-dorsale ha uno sviluppo complessivo di m 4800 ~ .

0.2.1.2 Dorsale Punta di Albiolo - M. Tonale occidentale - cima di Cadi - cima Bleis - cima Le Sorti

La dorsale che chiude a oriente la regione in esame prende avvio dalla vasta insellatura della Forcellina di Montozzo - q 2613 -, il principale valico tra l'alta valle Camonica e l'alta val di Peio attraverso la valle del Monte. Dirigendosi verso SE, la dorsale si eleva nell'imponente gruppo della Punta di Albiolo - q 2969 -. La vetta che dà nome al gruppo è situata in territorio trentino in quanto si colloca su una diramazione che si dirige al M. Tonale orientale e che forma la testata della vallecchia trentina del Rio Valbiolo. È invece in territorio bresciano la quota più elevata del gruppo - 2970 - che costituisce l'anticima meridionale della Punta.

Dall'inizio della citata diramazione, la dorsale muta direttrice, orientandosi cioè da NE verso SW. Si incontra dapprima la netta depressione del passo dei Contrabban-

dieri - q 2681 - che collega l'alta valle di Viso e la zona del Montozzo alla già ricordata vallecchia di Valbiolo; subito segue la cima Casaiolo, q 2779, e quindi il crinale raggiunge il M. Tonale occidentale, q 2694. Da detto monte una stretta e spesso rocciosa diramazione si protende a SE a formare la tozza e tondeggiante cima di Cadi, q 2608, mentre la dorsale prosegue verso SW con la cima Bleis - q 2628 -, dando tuttavia origine a un singolare e quasi isolato prolungamento a SE, contrassegnato all'inizio dalla sella della Bocchetta di Seròdine - q 2487 - e culminante nell'omonimo monte a q 2524.

Dopo la Bocchetta il crinale principale, intersecato a q 2458 dalla Bocchetta Bleis, prosegue pressochè in quota sino alla cima Le Sorti - q 2433 - e termina poco oltre i ruderi di q 2279.

La lunghezza complessiva della dorsale, non tenendo conto delle bravi diramazioni prima citate, è di m 5200 ~ . Non va ignorato che la zona culminale di tutta la dorsale esaminata — e delle sue diramazioni — si caratterizza per gli ininterrotti camminamenti — spesso protetti ai lati da muretti ben costruiti e resi più agevoli da gradini tuttora resistenti al peso degli anni e dei fattori atmosferici — scavati nella zona culminale medesima a formare le linee difensive dell'esercito italiano nel primo conflitto mondiale.

0.2.2. Sottogruppo M. Gavia - Punta di Pietra Rossa - M. Serottini

Il passo di Gavia, q 2618, il valico stradale più elevato di tutto il territorio bresciano e uno dei più elevati d'Europa, separa nettamente i due sottogruppi costituenti l'area della regione. Le dorsali in cui si articola il secondo sottogruppo sono le seguenti:

0.2.2.1 Dorsale M. Gavia - Punta di Pietra Rossa - cima Monticello (sub-dorsale sino a cima Bleis di Somalbosco; sub-dorsale sino a cima Rovaia e cima Muralta)

Poco a monte (NE) del passo di Gavia, la dorsale inizia con la severa e isolata piramide rocciosa e dalla base innevata del M. Gavia - q 3223 -. Da esso parte una diramazione costituita da un costolone roccioso, dalla lunghezza di m 2000 ~ , diretto a SE: sul costolone è ubicata l'anticima orientale del M. Gavia, a q 3138. Esso si biforca in direzione del lago Nero, q 2386, verso il quale scende con una successione di balze e scoscese paretine.

La dorsale si sviluppa invece con direzione WSW, brevemente interrotta dalla lunga depressione in cui si colloca il passo di Savoretta - q 2931 - oltre il quale, a partire dalla culminazione di q 3101, si stacca una lunga cresta dalla ampia base che separa il vallone che - a NW del lago Nero - sale al Passo prima citato, dalla ripida vallecchia che inizia dalla base sud-orientale della cima Savoretta (denominata anche Punta Valmalza o Valmalza).

È appunto a W di questa vallecchia che la dorsale — a partire dalla citata culminazione di q 3101 (a NE di essa si estende la Vedretta di Savoretta in territorio valtellino) — scende gradatamente verso la cima Savoretta, q 3096, interrotta dalla vasta depressione del passo di Pietra Rossa - q 2963 - che collega la Valmalza con l'alta val Grande tramite il sentiero n. 2 o dell'«alta via Camuna».

Sino al passo di Pietra Rossa la dorsale segna una lunghezza di m 3900 ~ .

Oltre il passo la dorsale procede con una cresta, sovente sottile, rotta e dirupata, fino alla Punta di Pietra Rossa, «poderoso crestone roccioso piombante verso la Valle delle Messi con una delle più ardite pareti della regione... quasi un unico lastrone di parecchie centinaia di metri (700 m ~ , n.d.a.)» (BONACOSSA, 1915), cui corrisponde sull'opposto versante (W) altra dirupata parete rocciosa di quasi pari sviluppo della precedente, la cui base forma la testata della val Grande.

La cresta della dorsale culmina nell'antecima N della Punta di Pietra Rossa a q 3212 e nella vetta della Punta medesima, q 3283, cui segue — dopo una successione di guglie e torri — il pianoro da cui emerge, tra i relitti della cupola ghiacciata e nevosa della Vedretta delle Pietre Rosse, la breve culminazione della cima Monticello, q 3161. La Vedretta — su cui ci soffermeremo ampiamente in seguito — spinge con un salto netto la lingua maggiore verso l'alta Valmalza e altra minore — più di nevato che di ghiaccio — verso la testata della ripida Valzaròten (tributaria dell'alta val Canè).

Dal passo di Pietra Rossa alla cima Monticello la lunghezza della dorsale è di m 2300 ~.

La cima Monticello assume una particolare rilevanza sotto il profilo geografico in quanto da essa la dorsale si biforca in due direzioni: rispettivamente verso SE e verso SW.

La prima direttrice si sviluppa attraverso la lunga cresta rocciosa che per un certo tratto assume la denominazione «Cresta Coleazzo», anche se la sua culminazione maggiore - la q 3102 - non è il M. Coleazzo che segue a q 3006. Da esso il crinale si dirige a ESE e, dopo la vasta insellatura della Bocchetta di val Massa - q 2449 - (da cui si accede alla testata della omonima vallecola), termina con la cima Bleis di Somalbosco, q 2638.

La lunghezza del tratto ora considerato è di m 5800 ~.

La seconda direzione orienta la dorsale, come s'è detto, a SW, con la doppia culminazione delle cime di Pietra Rossa (2860 e 2867), formando la porzione nord-occidentale dell'esteso anfiteatro dei laghetti senza nome di q 2583 e q 2580 (talora indicati da qualche A. come l.tti di Pietra Rossa o l.tti di Fumeclò dal nome del torrente che ne trae origine e quindi scorre lungo tutta la val Canè).

Alle cime citate segue il largo valico roccioso di q 2679 il cui versante occidentale dà luogo ad un ripido pendio a ghiaioni e salti di roccia sino alla piana terminale dell'alta val Grande.

Dopo il valico la dorsale torna a sollevarsi in due modeste culminazioni (separate da una breve depressione) alle quali fa seguito l'estesa sella che il BONACOSSA (1915) denominò «Passo di Glere»: mentre il versante occidentale, verso la media val Grande, è piuttosto ripido (detriti e tratti erbosi), quello rivolto a E scende gradatamente verso la testata della val Canè per un ripido vallone di detriti crioclastici, grandi massi e lingue di neve.

Il «Passo di Glere» non è indicato nella Tavoletta IGM Val Grande: l'A. citato gli attribuisce una quota 2693: a me risulterebbe un poco più basso, m 2675 ~ (altimetro).

Con le cime di Glere — tre le vette disposte grosso modo da E a W, con le quote 2700, 2776, 2764 — la dorsale assume una diversa direttrice - SE - rendendosi così quasi parallela alla dorsale contrapposta nel tratto cima Monticello - M. Coleazzo.

Alle cime di Glere succede il gruppo delle cime del Tirlo (così diverse fra loro, come si vedrà nel cap. 3, sia sotto il profilo litologico che sotto quello morfologico). Ai piedi della vetta più elevata del gruppo - q 2929 - si estende un ampio circo glaciale sospeso e orientato a N.

Una breve insellatura divide le due più elevate quote delle cime del Tirlo (2929 e 2906) dalla doppia culminazione della cima Mattaciul (2852 e 2833), altro nodo strutturale da cui si diramano due crinali: a SW quello roccioso e poi arrotondato e erboso che forma la cima Rovaia - q 2517 -; a SE la cresta dirupata che porta alla vetta del M. Bles - q 2826 - e alla sua breve articolazione culminante nella cima Muralta, q 2521.

Avendo riguardo al segmento principale e più sviluppato della dorsale che termina alla citata cima Rovaia, la lunghezza complessiva, dalla cima Monticello, è di m 6200 ~.

Lo sviluppo lineare totale della dorsale — a partire dal M. Gavia — è, considerando e quindi sommando entrambe le biforcazioni, di m 18200 ~.

0.2.2.2 Dorsale Passo di Pietra Rossa - Sasso Maurone - Corno Tremoncelli -M. Serottini - M. Varàdega - M. Resverde

La dorsale in questione costituisce indubbiamente — sotto un profilo strettamente strutturale — la prosecuzione in direzione SW della precedente.

M'è parso tuttavia necessario distinguerla da quest'ultima sotto il profilo geografico, in quanto essa dà luogo a buona parte del versante sinistro idrografico della valtellino valle di Rézzalo e successivamente della valle del F. Adda; mentre in territorio bresciano essa dà luogo alla zona occidentale della testata della lunga val Grande e forma oltre la metà del versante destro idrografico della valle medesima. È infine da considerare il fatto che tale dorsale contribuisce a chiudere (con quella che segue e che pure presenta una certa sua propria individualità geografica oltre che morfologica) verso occidentale e perciò verso il grande bacino del F. Adda, la regione complessivamente considerata nel presente lavoro.

La dorsale in esame ha una direzione prevalente e quasi costante volta a SW.

A SW del passo di Pietra Rossa, il crinale scende gradualmente di quota e solo alla culminazione del M. Serottini torna a superare l'isoipsa 2900.

Dopo un tratto dirupato e caratterizzato da una lunga costola rocciosa che scende alla testata della val Grande (lato occidentale), quasi all'altezza della Punta di Pietra Rossa si apre il valico del passo Maurone, q 2649, l'unico che collega la val di Rézzalo con la val Grande. Infatti, superate le cime del Corno dei Becchi, q 2822, e del Sasso Maurone, q 2772 (ove il crinale si fa roccioso), la dorsale torna ad arrotondarsi leggermente e dà luogo alla sella del passo di Dombastone - q 2546 - che collega la val Grande con la Valle che porta il nome del Passo e che si dirige verso Sondalo. Non molto oltre il Passo la dorsale torna a farsi dirupata compreso il tratto in cui è intagliato il passo Tremoncelli a q 2542.

È da notare che sul versante bresciano della dorsale, a NE dell'intaglio ora citato, si ha a q 2528 il laghetto temporaneo denominato l. Riguccio; a SW il l. Tremoncelli, a q 2542, entrambi tipici laghetti di circo di versante.

Il carattere articolato e rupestre della dorsale si fa marcato e deciso con il successivo Corno Tremoncelli - q 2834 - che presenta un'ampia e precipite parete verso Sondalo.

Dal Corno Tremoncelli si stacca, in direzione SSW, una diramazione che forma uno spartiacque tra la conca dei laghi Seroti (a W) e la val Grande (a E) sino alla confluenza in questa della val Paraólo. Lo spartiacque culmina nei Corni di Cevole - q 2783 -, nella q 2724, e infine nel sottostante Corno dell'Omacciolo a q 2409. La lunghezza di tale diramazione è di m 3000~.

A occidente del Corno Tremoncelli la cresta della dorsale assume una più decisa direttrice WSW sino a raggiungere — tra massi e sfasciumi — il M. Serottini, q 2926, caratterizzato da un versante settentrionale a dirupi spesso strapiombanti e dal ripidissimo pendio a detriti che si immergono nel grande lago Seroti di q 2700.

A W del M. Serottini la marcata sella prativa e rocciosa a S di q 2902 collega la porzione più elevata della «gradinata» che ospita i laghi Seroti (a E) con l'alta val Varàdega (a W). Ed è dalla sella medesima che si stacca una minore diramazione di cresta a roccette e sfasciumi che culmina nei Dossoni (q 2910) e nelle cime di Grom (2712 e 2773). Tra queste ultime e la parallela (verso E) minor crestina del M. Seroti (q 2643) si apre la svasata vallecchia che ospita i due laghetti di Grom e che sfocia nella zona del grande e sortuoso Pianaccio dando luogo alla V. Andrina.

Riprendendo il filo della dorsale dalla già citata sella a S di q 2902, notiamo che essa si fa più estesa e — pur tra grandi massi e sfasciumi — prosegue sempre verso WSW sino a calare ripidissima su un netto intaglio roccioso a q 2540 che guarda verso la piana

compresa tra Grosio e Sondalo (a NW) e forma la sommità di chiusura della testata della val Varàdega (verso SSW).

Da qui il crinale torna a farsi più sottile sino a raggiungere il massiccio M. Varàdega - q 2634 -. Ad esso succede l'aperta sella del Passo omonimo, q 2296, da cui si ha ampia veduta sulla zona di Grosotto.

Riprende infine il carattere roccioso della dorsale fino a M. Resverde - q 2346 - al quale sottende la vasta conca prativa sul cui versante occidentale si apre il passo del Mortirolo a q 1896.

La lunghezza complessiva della dorsale, senza tener conto delle ricordate minori diramazioni, è di m 15500 ~ .

0.2.2.3 Dorsale C. Verda - C. Cadi - Motto Alto - Motto della Scala - dosso di S. Giacomo - Motto della Piana

Si potrebbe ripetere qui quanto si è osservato in precedenza a proposito del rapporto strutturale tra questa dorsale e la precedente.

Ma non si può non considerare il fatto della netta disgiunzione costituita dal passo del Mortirolo, come quello che la dorsale qui in esame presenta caratteri fisici oltre che strutturali ben distinti.

Una successione di dossi e selle erbose porta al passo della Foppa (q 1852) a SE del quale è collocata la conca del l. del Mortirolo, q 1779. Dopo il Passo il crinale torna a farsi roccioso con la C. Verda - q 2409 - che si collega dopo un breve tratto con la C. Cadi, q 2449.

Superato il vallone di Costa Bella, la dorsale ha infine termine con il Motto Alto - q 2559 -, il Motto della Scala - q 2333 -, il dosso di S. Giacomo - q 2235 - e il Motto della Piana - q 2110 -, separati da selle prative e conche dai dolci profili. La complessiva lunghezza della dorsale è di ~ m 5100.

A proposito delle denominazioni attribuite dalla cartografia ad alcune delle culminazioni della dorsale, si noti la curiosa «traduzione» del dialettale «mut» (= monte) in «Motto».

Tra il M. della Scala e il M. della Piana si apre verso SE la val Sacco cui segue, mutando direzione verso SW, la valle di S. Sebastiano che sfocia in quella maggiore del F. Ogliolo di Corteno, a S pertanto della «Linea del Tonale».

Restano infine da ricordare, come elementi del tutto autonomi e distinti sotto il profilo geografico oltre che strutturale, il *monte Pagano*, lungo dosso isolato dalla lunghezza in crinale di m 3000 ~ culminante alla q 2348 e ai cui piedi, a NNW, si stende il già citato, ampio e paludoso Pianaccio; il *monte Padrio* - q 2152 - (unito da una insellatura al M. della Colma, q 2144) posto a NE del passo dell'Aprica.

Appena a N della vetta del M. Padrio — in certo modo «segnata» in superficie lungo alcune centinaia di metri da chiari gneiss milonitizzati — corre la «Linea del Tonale» che prosegue in territorio valtellinese.

1. STUDI PRECEDENTI

Avendo riguardo allo specifico tema di queste note — i caratteri geomorfologici della regione in esame — è possibile chiudere piuttosto rapidamente questo capitolo, osservando che non risulta sia mai stato pubblicato alcun studio sulla regione medesima: nè di ordine generale nè riferito a zone particolari.

Soltanto in rapporto ai fenomeni glaciali attuali, presenti quali testimonianze relitte di ben più importanti coperture quaternarie e stadiali, è da ricordare l'ampio lavoro compiuto da Desio nel corso di alcuni decenni (e sviluppato nella sua opera del 1967) per l'intero gruppo Ortles-Cevedale: l'A. analizza così le condizioni della Vedretta delle Pietre Rosse e il nevato ai piedi del versante sud-orientale del Corno dei Tre Signori.

È giusto ricordare talune, più o meno marginali — ma certo apprezzabili, se si tien conto dello scopo della pubblicazione — annotazioni di BONACOSSA (1915), peraltro inerenti aspetti direttamente interessanti l'ascensione o il percorso alpinistico di qualche cima o cresta rocciosa.

Osservo così che proprio in ragione della carenza di studi geografici e geomorfologici, ho ritenuto — nel precedente capitolo — di soffermarmi piuttosto a lungo e comunque di dedicare il necessario spazio alla descrizione degli aspetti e dei caratteri geografico-fisici delle principali dorsali montuose, ancor più di quanto non avessi ritenuto necessario fare per le valli.

Non si può infatti non convenire, a mio giudizio, che le dorsali montuose rappresentano in generale la sede in cui non soltanto sono più marcati i fenomeni relativi ai fattori morfogenetici principali; ma dove la dinamica di tali fenomeni è più evidente e può essere così maggiormente e soprattutto più dettagliatamente seguita nel tempo. Sicchè le vallate — dai versanti al *thalweg* — non possono non *registrare* e quindi subire gli effetti di quei fenomeni, considerati nel corso del tempo.

In particolare la copertura del fondo valle costituisce molto spesso l'effetto della simbiosi (soprattutto in regioni come quella in esame) dei diversi depositi morenici quaternari e stadiali, con i detriti incoerenti di falda e i materiali costantemente trascinati o trasportati dai corsi d'acqua.

Ne consegue che solo la «lettura» delle sezioni stratigrafiche della copertura del fondo valle può dar ragione, con un'analisi peraltro non sempre agevole data appunto la frequente commistione delle varie tipologie di apporti, dei processi di variazione avvenuti in precedenza lungo la zona sommitale e i versanti delle dorsali.

Resta ancora da notare che la lunga descrizione contenuta nel capitolo precedente può non soltanto consentire una più precisa interpretazione dello schema oridrografico della Tab. 1 (necessariamente rapportato ad una scala di modesto dettaglio), schema — giova ripeterlo — relativo ad un'area così scarsamente conosciuta anche su un piano non scientifico; ma ritengo potrà consentire una più puntuale correlazione tra i fenomeni litologici e strutturali, ai quali sono dedicati i primi due paragrafi del successivo capitolo, con la geografia della regione (si pensi soltanto alla connessione tra passi o selle e contatti interformazionali o con eventuali linee di dislocazione, o anche soltanto con locali diaclasi).

Tornando alla letteratura geologica sulla regione, è invece da rilevare il notevole contributo fornito da numerosi saggi dedicati ai caratteri petrografici e mineralogici e, in misura non minore, a quelli di ordine strutturale.

Non mi sembra necessario elencarli in questa sede, rinviando alla Bibliografia: nel

corso delle pagine che seguono avrò modo di rifarmi con una certa frequenza ai saggi in questione, per le ovvie interrelazioni tra elementi litologici e strutturali, da un lato, e fenomeni o problemi morfologici.

2. FATTORI MORFOGENETICI

Delineare un quadro analitico dei caratteri geomorfologici di un'area tanto ampia qual'è quella della regione presa in esame — grosso modo di ~216 kmq —, non costituisce un'impresa agevole nè di breve periodo.

Con le annotazioni che seguono mi propongo pertanto di perseguire innanzitutto l'obiettivo di costruire un primo quadro d'assieme dei caratteri e dei fenomeni geomorfologici di maggior rilevanza: tale cioè da consentire approfondimenti anche per fasi successive, sia di ordine generale sia, soprattutto, relativi a zone o fenomeni che meritino analisi più dettagliate e puntuali.

È possibile osservare fin d'ora l'esistenza di un sostanziale equilibrio nella dimensione dell'apporto di tutti e tre i fattori fondamentali che hanno concorso a determinare — attraverso la «storia» geologica complessiva del territorio in esame — il suo attuale assetto morfologico. E cioè:

- la natura e la composizione del tessuto litologico,
- la struttura dell'edificio e quindi i processi tectonici,
- gli agenti dell'erosione in relazione alle condizioni climatiche, dal Pleistocene ad oggi. A tal proposito avverto sin d'ora che i fenomeni glaciali quaternari e stadiali verranno considerati nell'ambito dell'esame delle singole zone.

È tuttavia da sottolineare la particolare incidenza che, rispetto al risultato dell'assetto geomorfologico, deve essere riconosciuta alla sostanziale unitarietà strutturale della regione (e fondamentalmente a «motivo» anticlinale su cui regge la porzione bresciana della falda austroalpina superiore). Tale, cioè, da aver consentito che non si riscontrino grandi variazioni di assetto da una zona all'altra, pur in presenza di un ventaglio molto articolato e differenziato di facies litologiche e — si aggiunga — nonostante la apprezzabile consistenza di corpi eruttivi di età terziaria.

2.1 Litologia

Il rilevamento geologico dell'area in esame e la conseguente rappresentazione cartografica nei Fogli alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia sono stati effettuati — come è noto — in epoche diverse e da équipes diverse di rilevatori.

Più precisamente, il rilevamento dei Fogli 8 - Bormio - e 19 - Tirano - è avvenuto tra il 1961 ed il 1968, mentre quello relativo al Foglio 9 - M. Cevedale - è stato effettuato tra il 1931 e il 1950. Il Foglio 20 - M. Adamello - edito nel 1953, è a sua volta il risultato di rilevamenti iniziati alcuni decenni prima.

Ma ciò che maggiormente va ricordato è il diverso criterio che ha ispirato la definizione dei caratteri litologici degli affioramenti e i relativi raggruppamenti.

Mentre nel caso dei fogli M. Cevedale e M. Adamello la distinzione dei vari litotipi è basata su criteri petrografici e, in particolare per il Foglio M. Cevedale, sul principio delle «zone di metamorfismo tettonico» (ANDREATTA, 1954), per gli altri due Fogli è stato adottato il criterio formazionale anche per le rocce metamorfiche.

L'estensione di tale criterio dalle formazioni sedimentarie a quelle cristalline e in particolare a quelle metamorfiche regionali — come osserva SCHIAVINATO nella introduzione alle Note illustrative del Foglio Tirano (1971) —, «non è ancora pienamente soddisfacente» sicchè già allora venne considerata «la necessità di riesaminare tutta la questione delle formazioni cristalline al fine di elaborare nuove norme classificative di tali unità litologiche».

Tali elementi, suffragati dai suggerimenti fornitimi da G. V. DAL PIAZ (lett. pers., 1981) — suggerimenti di cui gli sono grato —, mi hanno consigliato di attenermi a criteri litologici e petrografici, con particolare riguardo nella stesura della carta geologica schematica allegata al presente lavoro. Avverto in proposito sin d'ora di aver cartografato solamente i litotipi fondamentali, escludendo le intercalazioni — anfiboliti, calcari cristallini, calcefiri, letti quarziferi — e le metamorfiti per cui rimando ai Fogli della Carta Geologica d'Italia.

Non posso affatto escludere di essere incorso in errori nella stesura della carta schematica, nonostante i riscontri effettuati sul terreno e il confronto tra le descrizioni dei singoli litotipi contenute nella «legenda» dei Fogli citati.

È d'altro canto da ricordare che molto spesso la commistione e comunque il contatto estremamente articolato tra litotipi diversi delle unità metamorfiche di tipo regionale (anche se inclusi dagli AA. in una stessa «Formazione» o «zona» metamorfica e tectonica, come ad esempio nel caso degli gneiss e dei micascisti della serie del M. Tonale), rendono pressochè impossibile — alla scala necessariamente ridotta da me adottata — una descrizione cartografica più dettagliata.

A tutto questo è da aggiungere che in molti casi i fenomeni di transizione da un litotipo ad un altro — ad esempio dai micascisti agli gneiss — sono contrassegnati da più stadi intermedi o se si vuole da più o meno differenziate «sub-facies», in misura tale da rendere del tutto impraticabile una puntuale differenziazione in termini cartografici (se non a livelli di scala dettagliatissimi). La complessità di tali fenomeni e le accennate notevoli difficoltà che ne derivano, non sono d'altro canto che l'espressione dei processi propri delle rocce comprese nel dominio del metamorfismo regionale.

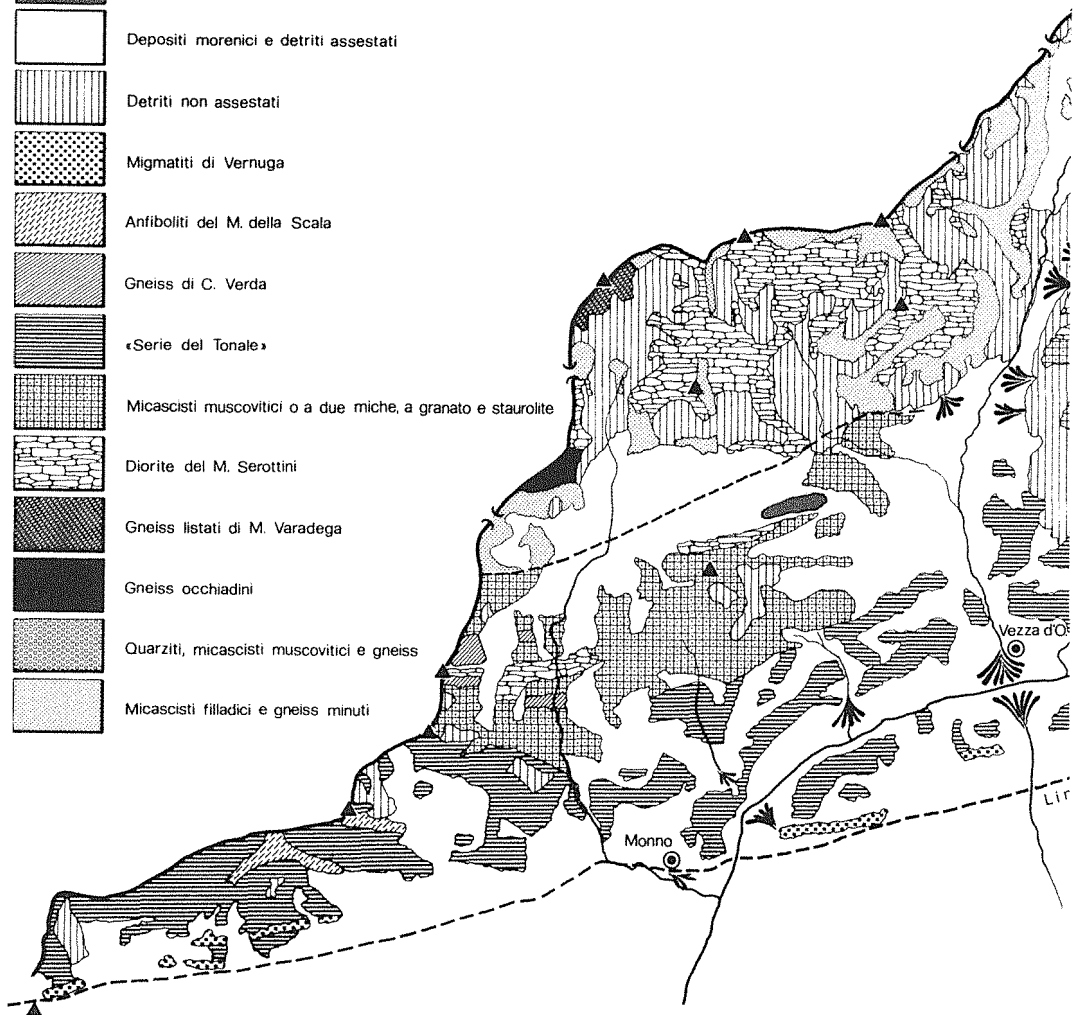
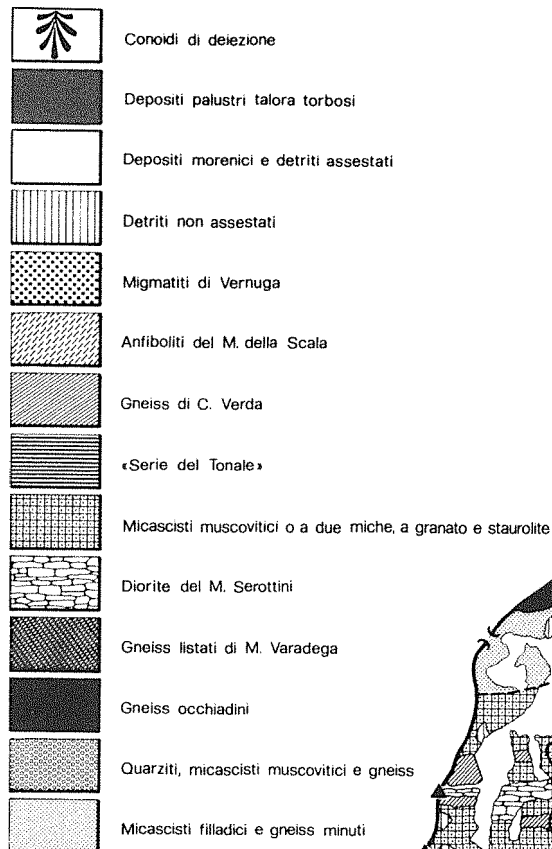
In ogni caso, anche per facilitare il lettore nel raffronto tra la carta schematica e i Fogli della Carta Geologica d'Italia (che di seguito sono indicati con: Fo.), ho — nei limiti del possibile — raccordato le aree di affioramento con quelle cartografate nei Fogli stessi, tenendo conto delle descrizioni dei vari litotipi contenuti nelle relative «legende».

Ciò nonostante, si noterà come le distinzioni fra i diversi gruppi litologici non sono spesso nè nette nè analitiche; tanto che, come già s'è ricordato, ANDREATTA (1954) aveva fuso taluni gruppi in una sola serie o unità petrografico-tettonica. Anche SCHIAVINATO (1948 b), aveva rilevato che le quarziti, i paragneiss e i micascisti filladici — affioranti appena a N della «Linea di Peio» — sono «talora intimamente associati» alla serie a «micascisti a granato e staurolite» (è la serie che nel Fo. Tirano assume la denominazione di «Formazione della Cima Rovaia») e «legati da una complessa gamma di termini di transizione» alla serie a «filladi quarzifere e micascisti associati» (che corrisponde

Fig. 2 · CARTA GEOLOGICA SCHEMATICA DELLE ALPI BRESCIANE A NORD DELLA "LINEA DEL TONALE"

(FONTI E CRITERI DI COMPILAZIONE: NEL TESTO)

serie e unità litologiche





alla «Formazione della Punta di Pietra Rossa» dei Fo. Tirano e Bormio e, almeno *pro parte*, ai «micascisti di val Grande» di CORNELIUS - FURLANI CORNELIUS, 1930).

Noto infine che soltanto nel caso del massiccio eruttivo del gruppo del M. Serottini, ho ritenuto di cartografare unitariamente l'affioramento avendo riguardo al fatto che il litotipo nettamente prevalente è la diorite a composizione tonalitica, mentre le granodioriti, i graniti e le gabbrodioriti — come osservano gli estensori delle Note illustrative al Fo. Tirano — «costituiscono locali differenziazioni con passaggi insensibili alla diorite prevalente». Ciò non toglie che nella descrizione dei singoli litotipi, che verrà svolta di seguito, verranno segnalati gli affioramenti più rilevanti sotto il profilo del significato geomorfologico, anche per i litotipi intrusivi diversi dalla diorite.

2.1.1 Rocce metamorfiche

Anche in considerazione delle notevoli differenze che, analogamente a quanto già s'è detto nella premessa a questo capitolo a proposito dei criteri di distinzioni dei litotipi, si riscontrano nei criteri di definizione delle unità *tectoniche* presenti nell'area in esame (rispettivamente nei Fo. Tirano e Bormio da un lato e nei Fo. M. Cevedale e M. Adamello dall'altro), ritengo opportuno descrivere i diversi litotipi in rapporto alla successione geografica in cui sono disposti i relativi affioramenti: e allora procedendo dalla «Linea del Tonale» verso N.

2.1.1.1 Migmatiti di Vernuga

Trattasi di gneiss granitoidi e gneiss occhiadini o listati che affiorano in lembi isolati e spesso di relativamente modeste dimensioni appena a monte della «Linea del Tonale»: a M. Padrio (con vistosi fenomeni di milonitizzazione), a E di Monno, tra Incudine e la val Paghera e poi — proseguendo oltre il corso del F. Oglio — sulla destra idrografica della valle dell'Avio; infine tra la valle dell'Acqua Seria e la val Narcanello.

2.1.1.2 Gneiss e micascisti a due miche o biotitici

In questa associazione — che corrisponde sostanzialmente alla «serie del Tonale» (Auct.) («scisti del Tonale» secondo SALOMON, 1908-1910); alla «Formazione dei paragneiss e micascisti di catazona» di ANDREATTA (1954), alla «Formazione degli Gneiss del M. Tonale» dei Fo. Tirano e Bormio — vanno compresi:

- gneiss minuti a due miche o biotitici,
- gneiss biotitici scuri o rossastri,
- micascisti a due miche o biotitici,
- micascisti gneissici a due miche o biotitici.

Di particolare rilevanza le intercalazioni costituiti da: anfiboliti; calcefiri; pegmatiti filoniane; letti quarziticci; e soprattutto calcari cristallini e calcari dolomitici cristallini.

A questo ultimo proposito è da ricordare che secondo ANDREATTA (1954) la presenza di magnesio vi è «assolutamente trascurabile per cui è da escludere la presenza di dolomite». Si tenga conto tuttavia che tale annotazione va riferita alla zona cartografata nell'ambito dei Fo. M. Cevedale e M. Adamello.

Sia gli gneiss che i micascisti — la cui natura originaria è da rapportarsi (nel primo

litotipo quando si tratta di «para» gneiss) a sedimenti marini argillosi e arenacei — sono caratterizzati da piani di scistosità ben definiti, per cui può parlarsi di scistosità di tipo scaglioso. Salvo che per il caso degli gneiss minuti, sia per i micascisti che per gli altri gneiss è da notare la grana abbastanza grossa e la presenza di lamelle di mica piuttosto consistenti per spessore. Il colore è in generale grigio-scuro: ma come si hanno gneiss rossastri (frequenti ad esempio tra cima Casaiole e M. Tonale occidentale), non sono meno frequenti quelli biancastri. Sotto il profilo mineralogico è da rilevare — secondo ANDREATTA — una maggior presenza di biotite e di plagioclasti rispetto ai micascisti e agli gneiss che appartengono alle serie che verranno prese successivamente in esame (corrispondenti cioè alla «Formazione dei micascisti e paragneiss a due miche di meso-epizona» secondo ANDREATTA; alle Formazioni «della Punta di Pietra Rossa» e «della Cima Rovaia» secondo i Fo. Bormio e Tirano), aspetto rilevante dal punto di vista geomorfologico in ordine alla conseguente minor resistenza all'azione degli agenti erosivi.

Per quanto concerne i calcari cristallini è da sottolineare la varietà della granulometria: più fine negli affioramenti di Vezza e della val di Canè; più grossa in quelli della zona orientale della regione in esame (pare a me si possa sin d'ora dire che anche tale fattore contribuisce certamente a rendere gli affioramenti «orientali» di tale litofacies marcatamente meno resistenti all'erosione; anche se vi concorrono ragioni tectoniche, come si vedrà in seguito).

Nell'ambito degli affioramenti a gneiss sono da ricordare in particolare: il crinale C. Casaiole - M. Tonale occidentale - M. Bleis; entrambi i versanti orientale e occidentale sia del M. Coleazzo che della C. Bleis di Somalbosco. La litofacies a micascisti si presenta associata alla precedente in tutta l'area di affioramento.

Calcari cristallini e calcefiri sono soprattutto consistenti lungo e alla base della dorsale che culmina nella cima Muralta; formano gran parte dei versanti e della parte sommitale di M. Bles; fasciano il M. Coleazzo nella parte medio-superiore sin quasi a 2900-2950 m; prevalgono a cima Le Sorti, al M. Seròdine e soprattutto alla cima di Cadi ove la potenza è di circa un migliaio di metri (non minore è quella riscontrabile rispettivamente sui versanti orientale e occidentale del M. Bles e del M. Coleazzo).

2.1.1.3 Micascisti muscovitici o a due miche a granato e staurolite, talora gneissici

Compresa da ANDREATTA nella «Formazione dei micascisti e paragneiss a due miche di meso-epizona» e da SCHIAVINATO (1948 b) nella serie dei «micascisti a granato e staurolite»; costituente secondo il Fo. Tirano la «Formazione della Cima Rovaia», l'unità in questione è contrassegnata da una prevalente litofacies a micascisti muscovitici o a due miche, talora gneissici, che presentano in genere una grana da fine a finissima e un colore giallo-rossiccio o, soprattutto, rosso scuro.

Le superfici di scistosità si caratterizzano per una nodulosità più o meno marcata. Le intercalazioni sono costituite da anfiboliti e da quarziti, nonchè da ortogneiss spesso molto fessurati (come lungo la cresta posta a W del laghetto di Monticelli di q 2305).

In prossimità del massiccio intrusivo si hanno metamorfiti con cornubianiti e hornfels andalusitici (interessante, a questo proposito, la zona di contatto sul versante N della quota più elevata delle cime del Tirlo, 2929). Una particolare litofacies a gneiss muscovitici a grana minuta di color chiaro o rosato e a tessitura occhiadina o listata affiora a cima Verda.

La litofacies prevalente affiora nei pressi del lago del Mortirolo; lungo la cresta della cima del M. Pagano; nel gruppo C. Rovaia - C. Mattaciul; alla C. Bleis di Somalbosco; lungo i due versanti dell'alta val delle Messi; a monte dell'abitato di Pezzo e lungo buona parte del basso versante destro della valle di Viso.

2.1.1.4 Micascisti filladici muscovitici e gneiss

Trattasi dell'unità metamorfica che, nella porzione dell'edificio austridico compresa nella regione in esame, occupa la parte più settentrionale.

Anche e soprattutto per questa unità si è presentato molto complesso il mio tentativo di collegarne i termini litologici descritti nei Fo. Bormio e Tirano con quelli indicati da altri AA.

Osserverò innanzitutto che i litotipi prevalenti sembra a me siano costituiti da micascisti muscovitici filladici a granati e da gneiss a grana minuta. I micascisti, in particolare, presentano superfici di scistosità frequentemente ondulate ed anche nodulose, a colorazione rossastra o brunastra da alterazione, mentre — soprattutto ove il carattere filladico è piuttosto accentuato — la colorazione alla frattura si presenta grigio-chiara. Diffusa è la presenza di quarzo e di letti micacei pellicolari che accentuano il grado di erodibilità.

Come per l'unità descritta nel par. 2.1.1.3, ANDREATTA la include nella c.d. «Formazione dei micascisti e paragneiss a due miche di meso-epizona», mentre SCHIAVINATO (1948 b) la comprende nella serie delle «filladi quarzifere e micascisti associati». Con una certa analogia con la formulazione ora citata, la legenda del Fo. Adamello adotta la definizione «micascisti filladici e filladi quarzifere».

Quanto infine ai Fo. Bormio e Tirano trattasi della c.d. «Formazione della Punta di Pietra Rossa», a micascisti muscovitico-cloritici e gneiss minuti biotitico-anfibolici con granati, nonché tipi filladici.

A proposito dei criteri di classificazione seguiti dagli estensori dei Fogli citati, alcuni AA. sono pervenuti a conclusioni diverse e anche contrastanti. Mi riferisco ai lavori di CORRADINI - NOTARPIETRO - POTENZA (1973); GORLA - POTENZA (1975); BIANCHI POTENZA - NOTARPIETRO (1977), secondo i quali la «Formazione della Punta di Pietra Rossa» formerebbe in misura pressochè totale o quanto meno in buona prevalenza un'unica unità con la «Formazione di Valle Grosina». Talchè la successione sul terreno delle diverse unità metamorfiche sarebbe coerente con quella tectonica: vale a dire con la sovrapposizione dei diversi livelli più elevati della falda austroalpina superiore. Ne deriverebbe che — a giudizio degli AA. citati — l'edificio tectonico sarebbe costituito da un livello basale formato dagli Gneiss di M. Tonale (catazonali); da uno intermedio con i Micascisti della Cima Rovaia (mesozonali) ed infine quello superiore con la «Formazione di Valle Grosina» pur'essa mesozonale.

Tornando alle mie annotazioni dedotte dalle osservazioni sul terreno, aggiungerò che mi sono apparse rilevanti le intercalazioni a quarziti e le metamorfiti di contatto in prossimità del corpo intrusivo delle dioriti del M. Serottini: un caso esemplare è costituito a questo proposito dalle metamorfiti del passo di Glere (alta val Canè) su cui tornerò in seguito.

Quanto agli affioramenti più rilevanti, sono da citare quelli del versante sinistro dell'alta val Grande; di pressochè tutta l'alta val delle Messi e della Valmalza (con un'importante eccezione costituita da grandi affioramenti a quarziti micacee che considererò tra poco); del grande altopiano di Ercavallo tra la Punta omonima e le cime di Caione e delle Gràole. La facies a filladi quarzifere è particolarmente diffusa lungo tutta la grande bastionata a monte delle Baite di Valmalza, lungo le creste del versante orientale dell'ampio vallone che — poco a WNW del lago Nero — sale al passo di Savoretta.

Infine, nell'area a W, SSW e SE del passo del Gavia; nel triangolo costituito dalla zona Corno dei Tre Signori — antecima S (q 3164) del predetto Corno — q 2941 della dorsale denominata «Montagna di Ercavallo», sono presenti in consistenti affioramenti micascisti permeati di materiali magmatici con intercalazioni di ortogneiss.

2.1.1.5 Quarziti micacee, con micascisti muscovitici o gneissici

Caratterizzate dal color grigio e dalla compattezza (testimoniata dai frequenti detriti a grosse lastre), le quarziti — prevalenti certamente rispetto agli altri litotipi pur ad esse associati — sono presenti in particolare lungo il versante meridionale della cresta che dalla Punta di Monticelli (alta val delle Messi) si dirige verso E; formano il grande e dirupato costone roccioso delle «Rocce Nere» che da M. Gaviola piega a SW sino all'alta valle delle Messi; nonchè il tratto della dorsale Corno dei Tre Signori - Punta di Montozzo sino alla omonima Forcellina, compreso tra la Punta di Ercavallo (q 3011) e la Forcellina medesima, sviluppandosi poi per buona parte del fianco sinistro idrografico della media e bassa valle di Viso; alla base occidentale del tratto di dorsale C Casaiolo -M. Tonale occidentale - C. Bleiss (dosso di Meda, dosso dei Plaz Alti). Qui le quarziti sono separate dai litotipi della c.d. «serie del Tonale» dalla importante dislocazione della «Linea di Peio».

È da rilevare che la compattezza delle quarziti è tuttavia frequentemente resa critica dalla struttura a strati sottili caratterizzati da superfici di scistosità spesso interamente ricoperte da letti micacei. I letti in questione formano, in più zone, vere e proprie intercalazioni consistenti che danno luogo a transizioni alla facies associata dei micascisti.

2.1.1.6 Gneiss occhadini a due miche

Affiorano in particolare sulla destra idrografica della bassa val Varàdega (poco a valle delle Casere del Comune); sul versante meridionale dell'antecima N della Punta di Pietra Rossa (q 3212) e nella zona centrale della parete E della punta medesima (q 3283), distinguendosi nettamente — rispetto alla serie inglobante dei micascisti —, oltre che per il color grigio e grigio-chiaro (rossastro invece quello dei micascisti), soprattutto per la ben maggiore compattezza.

2.1.1.7 Gneiss listati di M. Varàdega

Trattasi di gneiss biotitici, con anfibolo e epidoti, nei quali le bande a quarzo felspatico si alternano in regolare e fitta successione ai livelli micacei, dando luogo a netti contrasti cromatici.

È infine da citare una particolare facies di gneiss rosati o chiari affioranti presso il lago del Mortirolo e nella zona della cima Verda.

Un «tema» litologico a sè stante — pur nel quadro delle rocce appartenenti al basamento metamorfico — è costituito dai fenomeni di milonisi presenti particolarmente lungo la «Linea di Peio, e che hanno interessato sia la serie dei micascisti muscoviti che quella degli Gneiss del M. Tonale, fenomeni dovuti a clàstesi indotta dallo scorrimento correlato alla citata linea di dislocazione. A tale proposito merita di essere annotata la connessione sostenuta da ANDREATTA tra l'acqua della antica Fonte di S. Apollonia e i fenomeni di scorrimento in questione, a causa delle «fratture che collegano la zona di milonisi con il fondovalle» (valle delle Messi).

Minori e soprattutto locali processi di milonizzazione in rocce metamorfiche sono riscontrabili in altre zone: ma ne accennerò più avanti, nel capitolo dedicato all'esame delle singole zone rilevate.

2.1.2 Rocce eruttive

2.1.2.1 Rocce intrusive

Mentre un breve accenno può essere formulato per le

2.1.2.1.1 Anfiboliti gabbriche

il cui componente essenziale è l'orneblenda verde, affioranti in masse e lenti solo nella zona del Motto della Scala e la cui età è probabilmente da farsi risalire agli eventi orogenetici e magmatici ercinici, ben maggior rilievo — anche in relazione alle variazioni strutturali che ne sono derivate e alle particolarità geomorfologiche conseguenti — merita il complesso eruttivo della

2.1.2.1.2 Diorite del M. Serottini

Il complesso in questione forma un esteso quanto articolato affioramento di rocce intrusive di età terziaria — e quindi più o meno coeve a quelle del gruppo Adamello - Presanella — che possono essere suddivise in tre tipi o associazioni litologiche.

La prima, quella cioè più potente ed estesa sul terreno, è costituita da:

a) dioriti quarzifere a grana medio-fine, talora passanti a granodioriti o gabbrodioriti

Anche in relazione agli effetti sull'assetto morfologico dei terreni interessati, merita di rilevarne la composizione a grana medio-fine, macroscopicamente quarzifera, con una tessitura frequentemente orientata. Sono abbastanza diffusi i fenomeni di clàstesi e di fratturazione.

Le località più significative degli affioramenti in questione si hanno:

- sul versante occidentale del M. Varàdega e lungo tutto il costone che, a S del passo omonimo, forma la destra idrografica della val Varàdega sin sopra le Casère del Comune; alla testata della valle medesima e per tutto il suo lato sinistro, dal valico di q 2902 per l'alta conca dei laghi Seroti lungo lo sperone che culmina nelle cime dei Dossoni e di Grom ad eccezione della cima di Grom occidentale ove affiora il litotipo di cui si parlerà tra poco; al M. Serottini e in tutta l'alta conca dei laghi Seroti;
- in parte del gruppo delle cime del Tirlo (sono interessate le cime di q 2711, 2786, 2819), attraversate anche da dicchi e filoni di ortogneiss granitici;
- alle cime di Glere, sino al vallone che dal passo omonimo scende alla zona nord-occidentale della testata della val Canè;

b) graniti a due miche, presenti:

- alla cima Verda,
- in parte del tratto della valle del Mortirolo a SE del lago omonimo,
- alla citata cima di Grom occidentale,
- sul versante orientale del Corno Tremoncelli e in tutta la zona dello spartiacque montuoso che, staccandosi dal Corno medesimo, divide la conca dei laghi Seroti dalla val Grande con le maggiori culminazioni costituite dai Corni di Cevole e dei monti Tremoncelli,
- in parte della conca del circo glaciale di versante del lago Tremoncelli;

c) dioriti e gabbrodioriti a grana grossa, affioranti:

- in parte del tratto della valle del Mortirolo associate all'unità dei graniti a due miche;
- alla base del versante settentrionale del lungo dosso del M. Pagano;

— al costone che si erge a settentrione delle Case Salina (e quindi a monte della zona orientale del Pianaccio) sin poco a W delle Casère di Val Bighera, lungo la destra idrografica della valle omonima. E infine,
— lungo la destra idrografica della media val Grande e in particolare nei pressi delle baite Caret.

2.1.2.2 Rocce effusive

Trattasi di **porfiriti plagioclasiche e diabasiche** in assetto filoniano, incassate — per lo più in termini discordanti — in diverse unità metamorfiche regionali.

L'età delle porfiriti è ritenuta pre-alpidica, presumibilmente ercinica.

Tra le località ove gli affioramenti meritano un particolare accenno, ricordo: la zona del passo di Varàdega; lungo il crinale della sinistra idrografica della valle omonima tra le due cime dei Dossoni; nella conca dei laghi Seroti, lungo il costone roccioso allungato poco a NE del lago di q 2533.

2.1.3 Depositi quaternari

Tenuto conto degli obiettivi del presente lavoro, nella carta geologica schematica ho cercato di tener distinti:

2.1.3.1 depositi morenici e detriti di falda assestati, pur notando che questi ultimi, particolarmente nelle zone poste oltre i 1800-1900 m, si presentano quasi sempre commisti ai primi;

2.1.3.2 detriti di falda non assestati, abbastanza spesso coincidenti — almeno *pro parte* — con zone di frana;

2.1.3.3 conoidi di deiezione, annotando quelle di maggior consistenza.

A conclusione di questa rassegna delle rocce e dei depositi clastici presenti nella regione in esame, appare utile soffermarsi, con alcune annotazioni, sul rapporto tra i caratteri litologici sia delle rocce metamorfiche che di quelle eruttive (ma limitandomi a quelle intrusive, poichè la giacitura di quelle effusive ha ben scarso rilievo — nelle aree considerate — sotto il profilo strettamente morfologico) e i complessi fenomeni di erosione.

E ciò in ragione particolarmente del fatto che le rocce affioranti nella regione sono definibili, nella loro grandissima maggioranza, *eterogenee*: vale a dire costituite da vari tipi di minerali caratterizzati tra l'altro da coefficienti diversi di dilatazione termica.

Trattasi di annotazioni che richiamano concetti e indicazioni ben note nella letteratura petrografica, ma che potranno giovare all'analisi dei fenomeni che verrà compiuta nel cap. 3 con specifico riguardo agli assetti oromorfologici.

Non v'è bisogno di sottolineare l'importanza del fenomeno rappresentato dai diversi valori di dilatazione delle componenti mineralogiche, sotto l'azione delle variazioni termiche, in un'area qual'è quella in esame, caratterizzata da:

— un'altitudine media molto elevata,

— una prolungata copertura del manto nevoso, alle quote superiori ai 2300 -2400 m, talvolta anche nel corso della stagione estiva,

— una prevalente direttrice meridionale delle dorsali e delle valli, sia pur con talune varianti.

Come hanno osservato AUBOUIN et al. (1975), la *resistenza* delle rocce all'erosione prodotta dai diversi agenti climatici, meteorologici, etc., è funzione (in ordine decrescente di rilevanza) dei seguenti fattori:

a) *coesione*: minore è la coesione delle componenti mineralogiche, tessiturali, minore è il grado di resistenza;

b) *permeabilità*: mentre nelle rocce calcaree e dolomitiche si riscontra una spesso consistente permeabilità, talchè gran parte delle acque di precipitazione o defluenti in superficie — per ruscellamento, disgelo, etc. — si infiltra e circola nel sottosuolo, riducendo così l'*erosione di superficie* (solo in una fase successiva la corrosione *interna* tende a provocare infossamenti o affondamenti, ad esempio con le diverse e più o meno accentuate manifestazioni di carsismo o di paracarsismo), nelle rocce metamorfiche e in quelle magmatiche il grado di permeabilità è notevolmente ridotto e in taluni casi sino a limiti molto modesti, con un conseguente maggior grado di disaggregabilità e erodibilità dei livelli soprattutto superficiali;

c) *alterabilità*, in rapporto anche alla più o meno consistente varietà nella composizione mineralogica.

A tali fattori generali deve essere associato quello, non meno importante, del grado di *fissilità*, vale a dire della proprietà della roccia di rompersi secondo piani e direzioni preferenziali.

In generale si può osservare che la fissilità appare:

nelle *rocce magmatiche* disposta secondo superfici più o meno regolari a seconda del diametro dei grani. Nel contempo è da ricordare che in tali rocce tanto minore è la capacità di resistenza quanto più sono abbondanti biotite e plagioclasti, e — al contrario — quanto più è ridotta la presenza di quarzo; e infine quanto maggiore è il diametro dei grani;

nelle *rocce metamorfiche*, coincidente in generale con le superfici di *scistosità*, talchè la fissilità è tanto più netta — e perciò tendenzialmente più regolare — quanto più la roccia è ricca di minerali isorientati.

Sulla base dei prevalenti caratteri strutturali e tessiturali delle rocce metamorfiche e magmatiche intrusive maggiormente diffuse negli affioramenti della regione, pare a me sia possibile costruire una scala di indici di fissilità a valori decrescenti, nei termini seguenti:

- filladi
- micascisti non gneissici
- quarziti micacee
- micascisti gneissici
- calcescisti (soprattutto in rapporto alla presumibile presenza di argille nei sedimenti originari)
- calcari cristallini
- graniti a due miche
- dioriti a grana grossolana e laminate
- dioriti a grana medio-fine
- gneiss occhiadini
- gneiss minuti.

Ulteriori tre fattori, connessi alle proprietà fisiche delle rocce qui affioranti — sempre in funzione del grado di disaggregabilità e erodibilità con i conseguenti effetti sulla morfologia del terreno —, sono costituiti rispettivamente dal:

a) *coefficiente di imbibizione*, a sua volta funzione del grado di gelifrazione delle rocce, vale a dire della loro propensione alla rottura da gelo.

Tale coefficiente assume un notevole rilievo se si tien conto che, secondo DESIO (1959), il passaggio dell'acqua presente negli interstizi della roccia dallo stato liquido a quello solido, determina l'insorgere di una forza espansiva dell'acqua stessa che corrisponde ad una pressione di 165 kg x cmq.

Sulla base delle indicazioni elaborate da ARTINI (1964) e da IPPOLITO et al. (1979), a me pare possibile indicare la seguente scala a valori decrescenti del grado di imbibizione (e conseguente gelività potenziale)¹:

- scisti
- gneiss
- quarziti micacee
- graniti
- dioriti
- calcari cristallini;

b) *coefficiente di conducibilità termica*. Tenendo conto dei dati elaborati da DESIO (1959), tale coefficiente — che si concreta nella capacità della roccia di trasmettere la radiazione termica solare dai livelli superficiali a quelli interni — è per gli gneiss superiore del 71,4% rispetto a quello degli scisti e di oltre nove volte rispetto ai calcari cristallini: elemento, questo, particolarmente rilevante se si tien conto che i tre tipi di rocce in questione sono tra loro intimamente associati con notevole frequenza in molte delle serie metamorfiche presenti nella regione. Sempre sulla base dei dati di DESIO è da notare invece come i graniti possiedano un grado di conducibilità solo di poco superiore a quello degli gneiss (3,3%);

c) *grado di compattezza*, misurato dal rapporto tra il peso specifico apparente e quello reale. Secondo IPPOLITO et al. (1979), avendo riguardo come nei casi precedenti alle rocce più frequenti nella regione, il grado di compattezza decresce nella seguente scala:

- graniti
- gneiss
- quarziti
- dioriti (qui, tuttavia, occorre formulare qualche riserva in relazione con la prevalente presenza del tipo a grana fine)
- calcari cristallini
- scisti.

Quanto alle *forme di fessurazione e fratturazione* derivanti o direttamente dall'insieme dei fattori mineralogici e strutturali propri delle rocce in esame; o indirettamente dall'azione dei fattori climatici e meteorologici, è il caso di notare che:

— nelle *rocce magmatiche*, occorre distinguere fessurazione e fratturazione: nelle *dioriti, granodioriti e gabbriodioriti a grana fine* (in massi romboidali o in blocchi parallelepipedi); nelle *dioriti e gabbriodioriti a grana grossa* (in grossi cubi); nei *graniti* (in corpi globulari e sferoidali);

— nelle *rocce metamorfiche*, parimenti si deve distinguere l'effetto in esame in rapporto ai diversi litotipi. Nei *micascisti* la tessitura piano-scistosa o lenticolare dà luogo a sezioni secondo piani sottili (da 1 sino a 10 mm) o «colonne» sottili («simili a matite», di-

¹ L'attribuzione del coefficiente ai singoli litotipi è stato da me commisurato alle caratteristiche tessiturali e alla granulometria delle rocce prevalenti nella regione, sulla base di una stima di massima e a livello macro (con i limiti conseguenti).

ce WINKLER, 1976), vale a dire parallele alla lineazione. Nelle *quarziti*, grazie in particolare alla presenza di veri letti micacei, si hanno prevalentemente forme a lastre, più raramente a blocchi informi. Gli *gneiss* si sezionano lungo livelli di mica e orneblenda, con la formazione di blocchi angolari e, in minor misura, di lastre piatte (in quelli occhiadini si hanno spesso forme lenticolari). I *calcari cristallini* danno luogo infine a blocchi più o meno geometricamente regolari, anche in rapporto alla presenza o meno di intercalazioni di originarie argille o arenarie.

Come si sarà notato, raffrontando la collocazione dei diversi litotipi nelle diverse «scale» relative ai diversi fattori di disgregabilità e di erodibilità, ne deriva un quadro complesso e talora contraddittorio, rispetto agli effetti che dall'azione dei fattori stessi derivano sul piano della morfologia dei terreni.

Ad esempio l'alto livello di compattezza degli *gneiss* e dei graniti corrisponde ad un analogo alto livello di conducibilità termica delle rocce medesime (espresso nel rapporto cal/mq ora grado/m): sicchè la compattezza del litotipo non impedisce che l'azione termica derivante dalle radiazioni solari penetri in misura apprezzabile all'interno del medesimo litotipo. Se a ciò si aggiunge che i due litotipi ora considerati presentano una propensione discretamente consistente all'imbibizione (e quindi alla gelificazione), da tutto ciò deriva che la capacità di resistenza delle due rocce in questione all'azione termica (nelle opposte manifestazioni del calore e del gelo) risulta piuttosto modesta.

Ma l'azione stessa dei fattori esterni, incidenti sulla morfologia dei terreni, come quelli climatici e meteorologici, è anch'essa contraddittoria: ad esempio la neve, in funzione del bassissimo grado di conducibilità termica che la caratterizza, costituisce un potenziale, notevole isolante delle rocce della regione in esame, rispetto alle basse temperature esterne della stagione invernale e — per quelle collocate alle maggiori altitudini — anche in altri periodi dell'anno. Nello stesso tempo lo scioglimento della neve apporta un non meno apprezzabile contributo al percolamento graduale e prolungato (e perciò tanto più insidioso) dell'acqua che ne deriva: e quindi al ruolo del fattore imbibizione soprattutto nelle rocce caratterizzate da un più elevato coefficiente del fattore medesimo.

Le annotazioni sin qui formulate rispetto agli effetti contrapposti dei diversi agenti erosivi, devono tuttavia essere completate con un'ultima considerazione che attiene al ruolo — rilevante e spesso decisivo — espresso dal fattore direttamente correlabile all'assetto morfo-strutturale della regione: ossia la *pendenza*, in particolare dei versanti.

Ed è così che il discorso sinora svolto ci porta ad esaminare l'altro, fondamentale fattore morfogenetico della regione: quello strutturale. E quindi i caratteri tectonici della regione alpina bresciana a N della «Linea del Tonale».

2.2 Tectonica

La morfologia della regione in esame, quale si presenta attualmente, è decisamente contrassegnata dalla serie delle profonde incisioni vallive prodotte — in gran parte — dall'azione di escavazione e successivamente di ampliamento dei rispettivi solchi esercitata dai flussi glaciali dell'era quaternaria.

Non è agevole il tentativo di distinguere in quale misura tali incisioni — e le stesse dorsali che le separano, quanto meno entro certi limiti — sono attribuibili alle glaciazioni quaternarie (e a quelle stadiali che seguirono il Würmiano); e in quale misura, invece, all'azione dei fattori di erosione che si manifestò durante le fasi rilevanti del processo di sollevamento alpino, precedentemente quindi all'inizio dell'era quaternaria.

Nelle sue «Note geomorfologiche sul Parco Nazionale dello Stelvio» (allora non

comprendente quella grande parte della nostra regione che dal 1977 è stata inclusa nel Parco medesimo, ma in ogni caso situato a monte e in parte ai lati della regione stessa), SAIBENE (1968) — tracciando un profilo morfologico «ideale» di un versante vallivo — propone la seguente successione degli eventi nel corso dell'era terziaria:

— nel Paleocene-Eocene si determina il primo assetto dell'edificio alpino «di cui sarebbe traccia la superficie ideale blandamente ondulata che collega tra loro le vette e i passi»;

— nell'Oligocene e nel Miocene si verifica un primo grande processo di «erosione intensa che scavò valli ampie e abbastanza profonde»;

— nel Pliocene, le valli già scavate vennero ulteriormente ampliate, tanto più che nella fase terminale del periodo medesimo si ebbe un nuovo sollevamento che comportò una maggiore capacità di incisione e di approfondimento dei solchi vallivi da parte dei corsi d'acqua: talchè le colate glaciali quaternarie ebbero ampiamente predisposte le vie al loro deflusso verso gli sbocchi terminali (nel nostro caso costituiti dal bacino dell'alta Valle Camonica).

Ed è in rapporto a tale successione di eventi che l'A. propone il già accennato profilo «ideale» dei versanti vallivi della regione del Parco, avendo particolare riguardo ai ripiani a balconata che interrompono «a diversi livelli» il pendio dei versanti stessi, quali relitte testimonianze di fondi vallivi terziari. Proprio la simmetrica ripetizione di tali ripiani su entrambi i versanti consente — a giudizio di SAIBENE — di collegarli nel senso di una cosiffatta ipotesi di ricostruzione di precedenti fondi vallivi. Un elemento morfologico rilevante sarebbe in tal senso costituito, secondo l'A., dagli eventuali livelli contrapposti dei circhi di versante.

Debbo notare che allo stato attuale dei rilevamenti e delle osservazioni da me compiute nelle zone delle valli di Pezzo, di Viso, delle Messi e di Canè, non ritengo di aver potuto riscontrare la presenza di successivi, scaglionati livelli di ripiano di versante, ragionevolmente collegabili tra loro: anche assumendo a riferimento i limitatissimi esempi di circhi glaciali quaternari. In tal senso qualche dubbio potrebbe sorgere nel caso del circo posto a S della Punta di Monticelli e del contrapposto circo che si colloca tra M. Gaviola e la cima di Caione. Ma è pur vero che quest'ultimo circo è l'unico in tutto il versante sinistro idrografico della valle delle Messi (mentre il versante destro della valle stessa ne annovera molti di più).

In linea generale è cioè da osservare che nelle valli sinora da me studiate non si hanno fenomeni morfo-strutturali analoghi o simili ai noti «costér» delle valli del Gruppo dell'Adamello.

Non si può tuttavia non condividere la considerazione di fondo di SAIBENE, avendo anche riguardo alla regione in esame: e cioè che le valli attuali non possono essere soltanto il prodotto dell'azione escavatrice dei ghiacciai quaternari, ma che i solchi furono predisposti in buona misura dai processi di erosione contestuali o ancor più conseguenti all'insieme dei fenomeni correlati al sollevamento pre-quaternario (sul ruolo che, ad esempio, la dislocazione della «Linea di Peio» può aver esercitato nella determinazione dell'assetto strutturale e morfologico della valle di Viso, avrò modo di tornare in seguito).

È in ogni caso da rilevare che, nonostante l'attuale articolazione della morfologia della regione — sia in rapporto ai fattori riconducibili alle glaciazioni quaternarie e stadiali, sia avendo riguardo ai fattori connessi al sollevamento —, la regione stessa si caratterizza per una sua sostanziale unitarietà e omogeneità *strutturale* che si riflette in buona misura anche sullo stesso quadro morfologico attuale.

La ragione preminente di tale unitarietà appare chiaramente riconducibile allo «stile» tectonico proprio delle Alpi a settentrione della «Linea Insubrica» e in particolare di quelle appartenenti al complesso austridico.

Mentre, infatti, l'architettura dell'edificio delle Alpi Meridionali è caratterizzata da una successione pressochè continua di pieghe a direzione relativamente costante — ancorchè variamente composte —; da sovrascorrimenti con scollamenti di varia rilevanza (come nel caso del gruppo della Concarena, del Pizzo Camino, della Presolana), lo «stile» tectonico delle Alpi austriache è contrassegnato da una coltre sostanzialmente unitaria di ripiegamento, sovrapposta ad altre coltri non emergenti nel territorio bresciano, ma a settentrione di esso.

Cosicchè la regione in esame può considerarsi come la porzione meridionale di una grande «volta» scavata dai processi erosivi terziari e quaternari, volta il cui asse presenta una direttrice NE-SW con graduale elevazione a NE.

Una significativa conferma di tutto ciò è costituita dal verso di immersione dei banchi che — salvo più o meno rilevanti eccezioni, frutto di pieghe locali e soprattutto (nei pressi della «Linea del Tonale») di fenomeni di retroflessione su cui tornerò in seguito — appare costantemente rivolto a SSE, con valori di inclinazione generalmente piuttosto accentuati (la maggior parte è stimabile tra i 45° e gli 80°) via via che si procede da N verso S.

Il significato di tali elementi strutturali è così riferibile all'assetto isoclinale della struttura, assetto sulle cui cause mi soffermerò tra poco.

Il contributo dei fattori tectonici all'assetto morfologico della regione merita così alcuni sia pur sintetici accenni, avendo riguardo alle manifestazioni più rilevanti e di ordine generale. Su i fenomeni e gli «episodi» strutturali di rilievo locale mi soffermerò nel corso dell'esame della morfologia delle singole zone e valli principali.

Tali manifestazioni possono così indicarsi:

2.2.1 La «Linea del Tonale»

Come si è già accennato nella premessa al quadro oroidrografico generale, la «Linea del Tonale» costituisce il riferimento strutturale che delimita alla base l'edificio austriaco bresciano.

Tale denominazione venne attribuita dagli AA. che per primi si occuparono dei temi tectonici alpini, a quella grande dislocazione che successivamente venne definita «Linea Insubrica», segmento a sua volta della grande dislocazione periadriatica che divide nettamente le Alpi Meridionali — dalla Valle della Gail sino al Lago Maggiore, per poi proseguire nella «Linea del Canavese» — dalle altre unità strutturali alpine (austriache, penniniche ed elvetiche).

Ritengo corretto conservare la denominazione tradizionale di «Linea del Tonale» nella porzione della «Linea Insubrica» che attraversa il territorio compreso tra il passo del Tonale e il passo dell'Aprica (a N di quest'ultimo).

La «Linea» è in realtà la somma e per certi versi l'intreccio di una serie di più piani di scorrimento, più o meno paralleli, che si succedono sul terreno anche per 500-600 m e oltre, dando luogo a frequenti fenomeni di frantumazione, cataclasi e anche milonizzazione, come — ad esempio — tra il M. della Piana e il M. della Scala e subito a settentrione della vetta del M. Padrio.

L'inclinazione dei piani è in generale notevole (oltre 60°, per sfiorare la verticalità nella zona del passo del Tonale) ed ha un prevalente verso N di immersione.

Limitazioni agli AA. che ad essa hanno dedicato specifici lavori, citerò le interpretazioni che sono state formulate sinora del significato e delle origini della «Linea».

Secondo CORNELIUS - FURLANI CORNELIUS (1930), essa è l'effetto di un rapido sovrascorrimento della parte settentrionale delle Alpi su quella meridionale, prodottosi nel corso del Miocene superiore.

A giudizio di DE SITTER (1960), e così di BEMMELEN (1966) e DE JONG (1967), la «Linea» deve considerarsi una *parafora*, ossia una faglia fondamentale che attraversa tutta la crosta terrestre. La sua origine è presumibilmente attribuibile all'evento orogenetico ercinico, con una consistente riattivazione manifestatasi durante l'orogenesi alpina mediante movimenti differenziali sub-verticali. Tali movimenti avrebbero portato ad uno sprofondamento delle Alpi Meridionali rispetto al complesso austridico stimabile, nell'area in esame, attorno a 7000 m.

A giudizio di GANSSER (1968) il movimento avrebbe assunto invece una direzione orizzontale dando alla «Linea» il carattere di una faglia trascorrente.

Anche BORIANI-SACCHI (1974) considerano, tra le ipotesi possibili, quella di una faglia trascorrente destra, attribuendole un'età più antica rispetto alle principali fasi dell'orogenesi alpina: almeno pre-oligocenica.

Ad analoga conclusione perviene LAUBSCHER (1974) che tuttavia propende per un'età più recente rispetto al parossismo di compressione. A suo giudizio l'area a N della «Linea del Tonale» si è sollevata, nel corso degli ultimi M.A. da 10.000 a 20.000 m, mentre si sarebbe nuovamente manifestata una «compressione in senso nord-sud».

Infine, secondo PANZA et al. (1980), la «Linea» si può ritenere costituisca una «faglia litosferica» che attraversa perciò non soltanto tutta la crosta terrestre ma anche parte del mantello, raggiungendo una profondità prossima a 100.000 m.

È dalla «Linea del Tonale» che ha inizio la «zona delle radici» della grande coltre di ricoprimento della struttura austridica, o meglio — per quanto concerne il territorio bresciano — il fianco meridionale della grande anticlinale la cui «fronte» si colloca nell'alta Valtellina, oltre il corso del F. Adda; quella piega che gli AA. classici hanno definito «anticlinale valtellinese».

2.2.2 L'«anticlinale valtellinese»

Nella porzione del fianco meridionale dell'anticlinale che si trova a ridosso della «Linea del Tonale», appunto la «zona delle radici», troviamo in assoluta prevalenza l'unità degli gneiss e micascisti della «serie del Tonale», quella dei micascisti muscoviti e anche i lembi delle migmatiti di Vernuga.

Nella fascia più vicina alla «Linea» l'immersione e l'inclinazione degli strati — in generale sub-verticali e in ogni caso con forte inclinazione a S — assume di frequente un verso N, determinato da fenomeni di retroflessione del ricoprimento, a sua volta prodotti da contropinte aventi direzione da N verso S, contropinte che si verificarono nella fase più recente dell'orogenesi alpina.

La zona basale del fianco meridionale dell'anticlinale denuncia una direzione assiale sostanzialmente analoga a quella della «Linea del Tonale»: vale a dire ENE-WSW.

La «zona di volta», dell'anticlinale si svilupperebbe, grosso modo, a monte della direttrice passo del Mortirolo, media val Grande, cime di Glere, Punta di Pietra Rossa, «per poi piegare nella zona del Gavia» (BONSIGNORE - BRAVI - NANGERONI - RAGNI, 1970), smembrata dal corpo intrusivo costituito dalle rocce dioritiche del M. Serottini, del Corno Tremoncelli, delle cime del Tirlo (*partim*) e delle cime di Glere.

Secondo NANGERONI (1961) la culminazione della «zona di volta» o, per meglio dire, la cerniera dell'anticlinale «corre lungo la linea Chiavenna - Chiesa - Poschiavo - S. Caterina Valfurva».

Tra i fenomeni di particolare rilevanza nella «zona di volta», per l'area bresciana, meritano di essere sottolineati:

a) la «Linea del Mortirolo», linea di scorrimento di presumibile età ercinica (si presenta infatti interrotta a tratti dal citato corpo intrusivo) che separa l'unità dei micascisti fil-ladici e gneiss (la c.d. «Formazione della Punta di Pietra Rossa») - a monte - dalle altre unità metamorfiche affioranti a S-SE di essa.

La sua direzione è sostanzialmente parallela a quella della «Linea del Tonale», nel tratto compreso tra il suo «ingresso» nella regione in esame (400-450 m ~ a N del lago del Mortirolo) e la base delle pendici occidentali della cima Rovaia (in val Grande), dove la direzione muta gradualmente piegando verso NE, e assumento infine una marcata direttrice N-NE in alta val Canè, a 250 m ~ a NW delle Casère di Valzaròten;

b) la direzione dell'asse dell'anticlinale, a E della val Grande, perde il suo parallelismo con la «Linea del Tonale», deviando verso NE. Da qui il suo carattere asimmetrico da correlare, ritengo, in misura consistente con il mutamento di direzione della «Linea del Mortirolo» e lo scorrimento che essa esprime;

c) il già accennato smembramento della «zona di volta» prodotto dalla emersione dei corpi eruttivi della serie dioritica del M. Serottini.

A giudizio di BONSIGNORE-MONTRASIO-RAGNI («Note illustrative» al Fo. Tirano), l'intrusione ha provocato «importanti fenomeni di scagliamento (val Grande, val Canè) e, con ogni probabilità, alcune inflessioni assiali del piegamento». Avrò modo, in seguito, di soffermarmi sul presumibile ruolo esercitato dal corpo intrusivo su apprezzabili episodi di piegamento e di variazione del verso di immersione dei banchi nel gruppo della C. Mattaciul e nella zona immediatamente a N delle cime di Glere.

Come ho già avuto modo di accennare, il tema della allocazione in successione delle diverse unità che compongono l'edificio tectonico dell'Austroalpino superiore (dal basso: «Cristallino di Grosina», cui sono riferite nel Fo. Tirano le Migmatiti di Vernuga; «Cristallino del Tonale» — con gli «Gneiss del M. Tonale» e i «Micascisti della Cima Rovaia» —; «Cristallino di Languard», con la «Formazione della Punta di Pietra Rossa»), risulta tuttora oggetto di interpretazioni e tesi diverse o addirittura contrapposte. Ma, avendo riguardo all'oggetto del presente lavoro, non appare necessario affrontarne qui i termini.

È invece il caso di osservare che — a differenza di quanto BONSIGNORE-BRAVINANGERONI-RAGNI (1970) hanno rilevato per la zona posta a monte della «Linea del Mortirolo» nel tratto compreso tra il punto del suo ingresso nella regione in esame e il M. Resverde, ove «i valori di inclinazione tendono... ad attenuarsi» — non altrettanto m'è parso di poter constatare a E della linea ideale congiungente la Punta di Pietra Rossa con il passo di Glere: qui i valori di inclinazione — salvo episodi locali su cui tornerò in seguito — sono decisamente elevati. Ciò potrebbe essere ricondotto, a mio giudizio, proprio alla già accennata asimmetria dell'asse dell'anticlinale, talchè la stessa «zona di volta» — zona in cui la giacitura dei banchi tende a disporsi gradualmente verso la sub-orizzontalità — si collocherebbe, a oriente della citata linea ideale, decisamente più a N.

L'assetto isoclinale della regione appare in ogni caso chiaramente confermato anche per le zone comprese nella porzione della regione medesima cartografata nei Fogli M. Adamello e M. Cevedale: e quindi dalla val Canè sino al limite orientale della regione. Esemplare in proposito il profilo passo del Gavia - passo del Tonale tracciato da TERMIER nel 1905 (ne riprenderò il significato, constatandone alcune varianti, nel capitolo successivo).

Sono tuttavia da porre in rilievo per le zone medesime, altri elementi tectonici di notevole significato anche sotto il profilo morfologico. E innanzitutto:

2.2.3 La «Linea di Peio»

Importante linea di dislocazione interregionale, essa si sviluppa verso NE sino a raggiungere la val d'Ultimo attraversando diagonalmente le valli di Peio e di Rabbi, e si colloca poco a N-NE di quella maggiore del Tonale.

La «Linea di Peio» presenta una direttrice in parte analoga a quella della «Linea del Mortirolo», formando così un ulteriore fattore di conferma dell'assetto strutturale complessivo della coltre austriaca.

Secondo SCHIAVINATO (1948 b) la «Linea di Peio» ha inizio poco a S dell'abitato di Canè, prosegue verso NE a monte di Villa d'Allegno, raggiunge a Zoanno la bassa valle di Pezzo, attraversandola e proseguendo — con una più marcata direttrice NE — lungo l'alto versante sinistro idrografico della valle di Viso sino a raggiungere la Forcellina di Montozzo: continuando infine in territorio trentino.

A giudizio di ANDREATTA (1954), l'ampia e lunga fascia di quarziti affioranti a W della «Linea di Peio» — fascia che inizia nella zona frontistante Precasaglio e che si sviluppa fino alla Forcellina di Montozzo — costituirebbe «la parte più alta dei terreni» del fianco meridionale di una anticlinale la cui ala settentrionale coinciderebbe con il versante sinistro idrografico della trentina val del Monte a S della Punta S. Matteo ove si ripete identica fascia di quarziti.

Avendo riguardo all'ala meridionale dell'anticlinale in questione, parrebbe pertanto di poter dedurre che la «zona delle radici» di essa si collocherebbe a SE della «Linea di Peio», sicchè quest'ultima costituirebbe una linea di dislocazione (trascorrente) proiettasi all'interno della piega. Così come può dirsi per la «Linea del Mortirolo».

L'anticlinale ipotizzata da Andreatta potrebbe allora interpretarsi — a mio parere — quale prosecuzione in asimmetria della «anticlinale valtelinese», asimmetria presumibilmente provocata dallo scorrimento verificatosi lungo il segmento più settentrionale della «Linea del Mortirolo» che — come si ricorderà — è caratterizzato da un brusco mutamento di direzione da ENE a NNE.

Il tema posto da ANDREATTA va considerato anche in rapporto a quanto propongono ARGENTON et al. (1980), DAL PIAZ - MARTIN (1980) secondo i quali a S del passo del Gavia e del M. Gaviola si può ipotizzare l'esistenza di «un'ampia antiforme di età alpina (piano assiale inclinato a SSE)» al cui nucleo affiorano micascisti e paragneiss biotitici.

Si avrebbe pertanto anche per la porzione orientale della regione la conferma del motivo strutturale di base che si è constatato in quella centrale e occidentale: il grande piegamento anticlinale con direzione assiale SW-NE.

Ma, tornando alla «Linea di Peio», si deve sottolineare la sua rilevanza sotto il profilo morfologico.

Infatti nella zona in cui essa si colloca si manifestano vistosi effetti dello scorrimento quali i già esaminati fenomeni di milonisi che interessano tutte le unità metamorfiche poste ai lati della «Linea». È in particolare nella zona della Forcellina di Montozzo che la dislocazione manifesta con netta evidenza il proprio contributo alla conformazione dell'assetto della zona. Così si dica del ripiano inclinato che inizia poco a S-SE dei laghetti di Montozzo, di evidente origine strutturale e su cui mi intratterò nel paragrafo del successivo capitolo, dedicato alla valle di Viso.

Sono infine da ricordare alcune minori dislocazioni segnalate da SCHIAVINATO (1948 b) alla Bocchetta di val Massa (a NW di cima Bleis di Somalbosco), con forte milonizzazione delle pegmatiti ivi affioranti; e a N della cima di Caione ove si ha un fronte locale di scorrimento cui corrisponde una brusca transizione dalla facies a gneiss della «serie del Tonale» a quella dei micascisti filladici.

2.3 Condizioni climatiche

È quasi superfluo sottolineare il particolare rilievo dei fattori climatici nel contribuire alla definizione dell'assetto morfologico attuale della regione, se si tengono presenti i componenti mineralogici e i caratteri strutturali e tessiturali delle rocce, esaminati nelle pagine precedenti.

I dati di cui è possibile disporre per inquadrare ma soprattutto misurare l'incidenza dei fenomeni climatici nell'ambito dei fattori morfogenetici nella regione in esame, non sono tuttavia molti.

È da ricordare, ad esempio, che la fondamentale opera del DESIÒ sui ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (1967) — pur ricca di analitiche indicazioni in ordine ai più diversi fenomeni climatici e metereologici — non contiene dati dedotti da stazioni ubicate nella regione bresciana del gruppo.

Tali stazioni, infatti, o mancano del tutto (ad esempio per quanto attiene ai valori termici), o sono scarsamente sufficienti o comunque non molto rappresentative per la loro collocazione rispetto all'assieme della regione.

Appare cioè evidente che «posizioni» come quella del Passo del Tonale o di Temù, o di Vezza in quanto rappresentano realtà o condizioni climatiche specifiche (come nel caso dell'apertissimo valico del Tonale); o situazioni per lo più influenzate dal fatto di trovarsi in un fondo vallivo che separa (tra l'altro lungo una direttrice ortogonale rispetto alla regione a monte dell'alto F. Oglio) due sistemi orografici del tutto diversi anche rispetto ai fenomeni climatici, consentono di fornire elementi solo in parte utili alla presente ricerca che si rivolge — tra l'altro — ad aree altitudinalmente ben più elevate.

Una carenza particolarmente rilevante è quella concernente i dati termometrici e quelli anemometrici.

Tenterò tuttavia, nelle annotazioni che seguono, di ricavare dalle limitate fonti disponibili taluni elementi di massima che ritengo idonei a formulare un quadro almeno sufficientemente rappresentativo.

2.3.1 Precipitazioni idriche

La regione denuncia una media di precipitazioni annue decisamente inferiore a quella riscontrata sia nelle aree montuose intermedie del territorio bresciano che nel vicino gruppo dell'Adamello.

La carta delle isoiete (Tav.), tratta dalla pubblicazione promossa dall'Amministrazione Provinciale di Brescia (1966) — i dati in questione vennero elaborati da L. Summel —, traccia infatti una isoieta 900 mm/anno che interessa la zona più settentrionale della valle delle Messi e più limitatamente quella media; la dorsale che corre, a SW del passo di Pietra Rossa, tra la Punta omonima e il M. Coleazzo; i versanti sinistro e destro della porzione più alta della val Grande (grosso modo lungo la direttrice ideale che da NW a SE collega il passo Tremoncelli alle cime di Glere). L'isoieta che si colloca a NW di quella ora indicata, e perciò in territorio valtellinese, è la 800 mm/anno (conca di Sondalo).

La restante parte della regione (pressochè i tre quarti) è a sua volta compresa tra l'isoieta 900 e la 1000 mm/anno.

A confronto di ciò si consideri che, ad esempio, nel vicino gruppo dell'Adamello si va da un'isoieta 1300 (M. Adamello) a una 1400 (C. di Salarno), a una 1500 (M. Fumo); e che il crinale che divide il lato NNW e W dell'alta val Trompia dalla valle Camonica (in particolare tra la Punta dell'Auccia e il M. Crestoso) è interessato da una isoieta 1600.

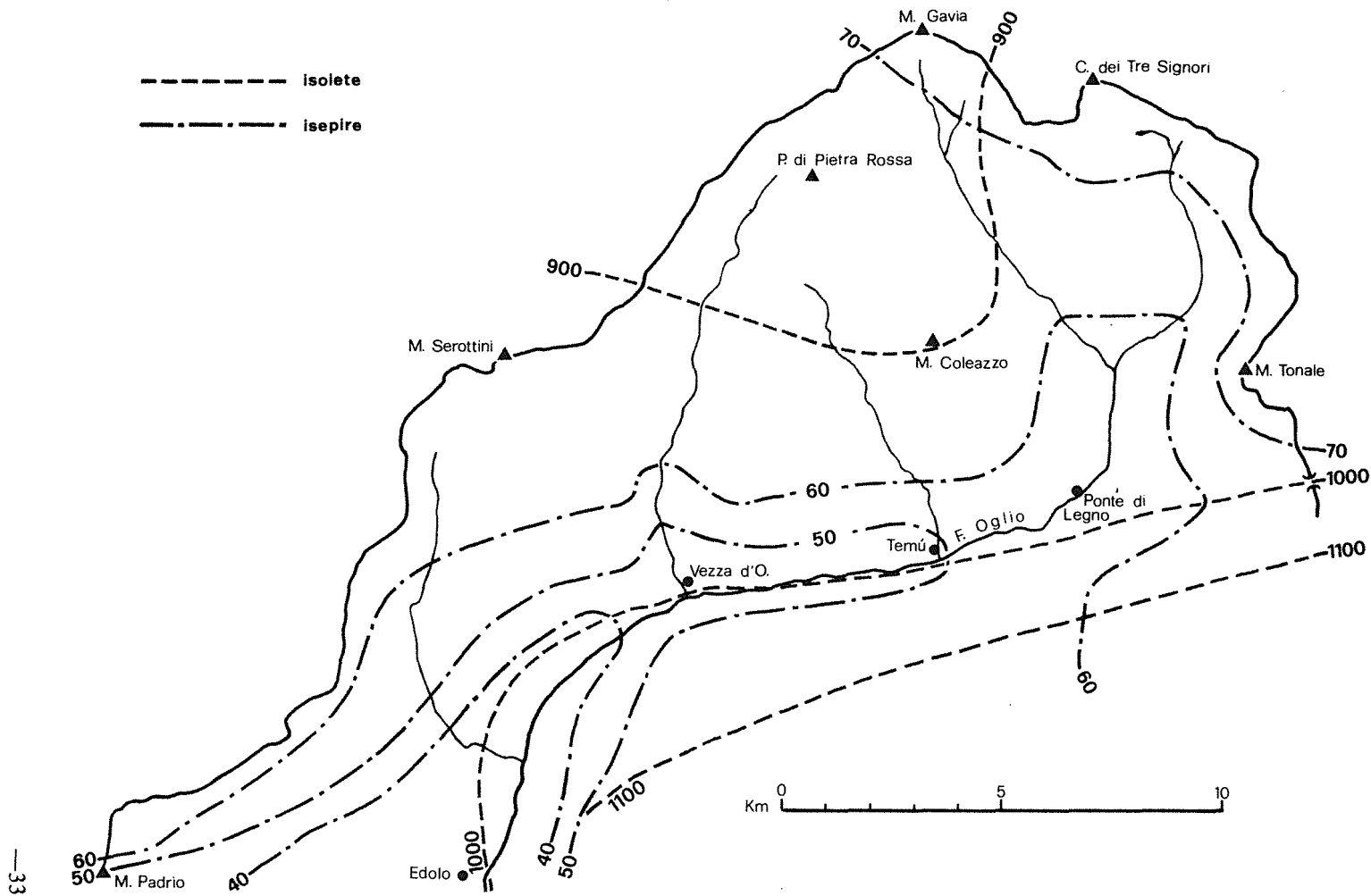


Fig. 3 - Carta schematica delle isoiete (*) e delle isepire (**). Ridis. da: AMMIN. PROVINCIALE DI BRESCIA, Piano generale di bonifica montana dell'alto bacino del F. Oglio (SUSMEL, 1966) (*); FENAROLI (1935) (**).

Come si rileva nel lavoro citato, il fenomeno riscontrato è il risultato del fatto che la condensazione e lo scarico delle correnti sature di umidità, provenienti da S, si verificano al contatto con la barriera prealpina tra il lago d'Iseo, l'alta val Trompia e la medio-alta val Sabbia. L'umidità residua che si sposta verso N è via via gradualmente e poi sostanzialmente ridotta.

È in ogni caso utile riportare di seguito i dati relativi alla media annuale delle piogge nel trentennio 1921-1950 pubblicati nel lavoro citato; trattasi di dati ottenuti da sei stazioni vallive (è interessante, ad esempio, raffrontare il dato del passo del Tonale con quello di Pezzo e ancor più di Ponte di Legno, località situate — queste ultime — in zone di sbocchi vallivi):

<i>stazione</i>	<i>mm/anno</i>	<i>giorni pioggia/anno</i>
p.so Tonale	1.083	74
Pezzo	906	82
Ponte di Legno	810	88
Temù	975	91
Veza d'Oglio	1.061	87
Edolo	1.004	93
<hr/>	<hr/>	<hr/>
media	973	86

(Tab. 1)

In un lavoro del 1935 FENAROLI, cui si rifà in seguito GIACOMINI (1939), traccia un quadro più dettagliato e articolato del rapporto tra volumi delle precipitazioni e altitudine della regione in esame.

Sulla base dell'«indice di continentalità igrica» secondo GAMS (vale a dire il rapporto tra volume delle precipitazioni in mm e l'altezza sul livello del mare), la regione può essere così suddivisa in quattro zone o fasce comprese, rispettivamente: tra le isepire 40-50, 50-60, 60-70, oltre 70.

Nella stessa fig. 3 in cui ho riportato il tracciato delle isoiete, ho sovrapposto quello delle isepire secondo FENAROLI. Credo si possa osservare — rispetto alle indicazioni deducibili dalle isoiete — una più dettagliata significatività del criterio indicato da FENAROLI, anche sotto il profilo del rapporto tra distribuzione delle precipitazioni per fasce altitudinali e dinamica dell'erosione.

È in ogni caso degna di rilievo la constatazione cui perviene GIACOMINI (1939), quando osserva che in rapporto alle caratteristiche dei rilievi «la regione Alto-Camuna si sottrae nettamente all'influenza del clima insubrico... ed è giustificata una somiglianza con quello proprio delle Alpi Centrali».

L'alto livello di continentalità del clima della regione è infatti confermato dal fatto che la maggior parte di essa — e in ogni caso tutta l'area che supera i 1600 m ~ — presenta valori superiori all'isepira 60.

2.3.2 Precipitazioni nevose

I dati nivometrici contenuti nella già citata pubblicazione dell'Amministrazione Provinciale, e in qualche altro lavoro, non sono praticamente utilizzabili in alcun modo per la regione oggetto della presente ricerca: sia perchè molto limitato è il numero delle stazioni e l'arco di tempo considerato, sia soprattutto perchè concernono in decisa prevalenza la regione del gruppo dell'Adamello (infatti le stazioni riferibili alla regione in

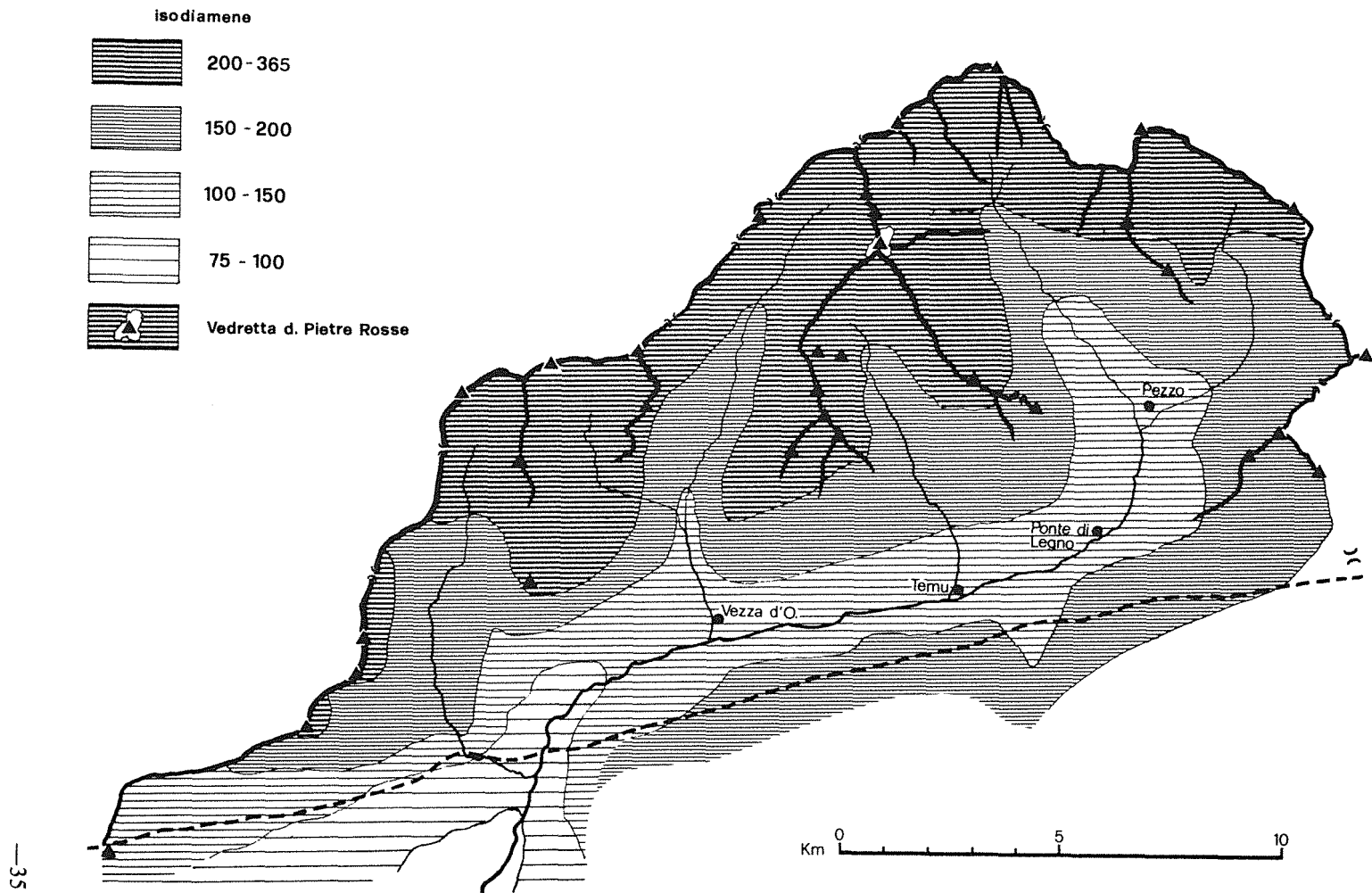


Fig. 4 - Carta schematica della permanenza del manto nevoso, secondo KOSSINNA (1939) in DESIO (1967) ridis.

esame sono soltanto quelle del passo del Tonale e di Temù).

Decisamente più interessanti e soprattutto dettagliati (anche se risalenti a oltre 40 anni fa) sono i dati di KOSSINNA (1939) ripresi da DESIO (1967).

In fig. 4 ho riportato — ricavandola dal testo di DESIO — la carta schematica della permanenza del manto nevoso elaborata da KOSSINNA: è presumibile che l'adattamento alla scala da me adottata di quella del testo citato, abbia comportato talune imprecisioni in ordine al tracciato delle singole isodiaméne (ciò vale anche, ovviamente, per la carta tratta dal lavoro di FENAROLI).

Per la regione camuna a monte della «Linea del Tonale» si delineano cinque zone di diversa permanenza media annua del manto nevoso.

Appare evidente che non soltanto trattasi di dati medi temporali ma che i valori vanno necessariamente rapportati — nell'ambito di ciascuna zona — oltre che alle posizioni altitudinali, anche e in misura anzi maggiore alle condizioni di esposizione o al grado di ripidità del terreno (con la presenza o meno di ripiani, di conche): elementi che verranno presi in considerazione in seguito quando tratterò in particolare dei caratteri morfologici dei versanti vallivi e dei crinali delle dorsali.

Appare piuttosto significativa la tendenza ad una graduale elevazione altitudinale dell'isodiaména che segna il limite meridionale della zona a più alto grado di permanenza della copertura nivale (dal minimo di 200 giorni al massimo di 365 teorici), via via che la medesima si sposta da W a E.

L'indisponibilità di dati relativi alla direzione prevalente dei venti — oltre che alla loro frequenza e velocità — non consente di completare l'analisi del significato dei dati rappresentati nella fig. 4: essi appaiono in ogni caso significativi e particolarmente utili — anche ponendoli a raffronto con il «tracciato» delle isepire di fig. 3 per valutare la complessiva incidenza rispetto alla erodibilità delle rocce nelle varie zone della regione.

Si noterà tuttavia che appare improponibile un allineamento delle isodiaméne — particolarmente per quelle relative alla delimitazione delle zone a più elevato tasso di permanenza media della copertura nivale — secondo un rigido schema basato sulle isoipse; ma piuttosto una correlazione (più che evidente se la carta schematica ricavata da quella di KOSSINNA viene sovrapposta allo schema oro-idrografico) con: l'orientamento della esposizione, la collocazione dei terreni rispetto alle dorsali e alle articolazioni strutturali e morfologiche di queste ultime, e così via.

Ciò non significa che l'altitudine sia un fattore marginale rispetto al fenomeno, ma soltanto che essa costituisce *uno* dei fattori. In questo senso e entro questi limiti credo sia utile prendere in considerazione un altro dato elaborato da DESIO — nel lavoro prima citato — a proposito del tasso di incremento delle precipitazioni nevose, rispetto a quelle piovose, in relazione all'altitudine; avvertendo che trattasi di un dato medio riferito all'intera area del gruppo Ortles-Cevedale.

Secondo DESIO — e tenendo conto del tetto altitudinale della regione bresciana, rappresentato com'è noto dalla vetta del Corno dei Tre Signori — si avrebbe la seguente relazione media annua:

<i>m H s/m</i>	<i>% precipitazioni nevose</i>
> 3.000	67
2.500-3.000	55
2.000-2.500	43
1.500-2.000	31
1.000-1.500	19
500-1.000	8

Un ultimo elemento — sempre a proposito del contributo della copertura nevosa all'azione complessiva dei fattori climatici e metereologici sullo stato delle rocce — è

offerto ancora da DESIO nel medesimo lavoro.

Trattasi della determinazione del *limite permanente delle nevi* anche se, come si noterà, tale fattore ha una rilevanza molto modesta per la nostra regione, con particolare riguardo alle prevalenti direttrici dell'esposizione.

Il limite *climatico* permanente delle nevi venne definito da DESIO, per il 1961, in 3060 m per il gruppo Ortles-Cevedale (con una elevazione di 9 m ~ rispetto alle osservazioni del 1944).

Correggendo il dato *climatico* con i coefficienti di esposizione (o orografici) elaborati dallo stesso A., avremmo le seguenti variazioni nel territorio che è oggetto di queste note:

<i>esposizione</i>	<i>m H s/m</i>	<i>esposizione</i>	<i>m H s/m</i>
N	2950	S	3262
NNE	2956	SSW	3293
NE	2996	SW	3203
ENE	3036	WSW	3163
E	3089	W	3118
ESE	3134	WNW	3065
SE	3174	NW	3025
SSE	3214	NNW	2985

(Tab. 2)

2.3.3. Fattori termici

Come si è osservato all'inizio del par. 2.3, mancano per la nostra regione dati sistematicamente rilevati sull'andamento dei valori termici.

D'altro canto, nonostante tale indisponibilità e l'esposizione omogeneamente meridionale delle direttrici e delle Valli e delle dorsali montuose (con limitate variazioni a SE e a SW), appare utile soffermarsi sull'argomento, tenendo conto che la medesima omogeneità dell'esposizione non sottrae rilevanza al fatto che esiste una altrettanto evidente e in taluni casi marcata contrapposizione delle condizioni di esposizione, se si ha riguardo ai versanti vallivi.

Ma soprattutto merita attenzione — in ordine agli effetti sulla morfologia dei versanti medesimi —, prima e forse ancora più che il fattore esposizione (ma su ciò si tornerà in seguito), il fattore pendenza.

A questo proposito è il caso di ricordare quanto osservato da FRANK e LEE (in: *Arctic and alpine environments*, 1974), con riferimento ad aree montuose della Germania centrale. E cioè che in esposizione S, a cielo terso, rispetto ad una superficie orizzontale il tasso di radiazione solare aumenta:

- con pendenza del 10% ($5^{\circ} 43'$), del 9%
- con pendenza del 50% ($26^{\circ} 43'$), del 33%
- con pendenza del 100% (45°), del 42%.

In considerazione delle non frequenti né eccessive contrapposizioni delle condizioni di esposizione (le eccezioni riguardano soprattutto i versanti della parte settentrionale della val Canè e della val Grande), e — al contrario — della frequente e soprattutto elevata ripidità dei versanti, i dati prima esposti assumono un apprezzabile significato.

Tutto questo va pertanto tenuto presente soprattutto in rapporto alla ben nota variazione della temperatura del suolo rispetto a quella riscontrabile all'aria libera, ed è funzione delle differenze di radiazione determinate dalla pendenza e dalla esposizione. Secondo BAUER (in: SUSMEL, 1968), l'irraggiamento medio annuo su un versante espo-

sto a S è superiore — per la fascia medio-superiore del versante — del 21% rispetto a quello della linea di cresta. Ma, al tempo stesso (BARRY, in *Arctic and alpine environments*, 1974), le cime delle montagne sono in media più calde, durante il giorno, di 1° - 2°C, rispetto all'aria libera, in estate; più fredde durante la notte estiva e tutto il giorno, in inverno, di 1° - 2°C. Mi pare di poter dire che sostanziali analogie si possono riscontrare nelle strutture a cresta delle dorsali (così frequenti nella nostra regione).

A proposito dell'incidenza dell'esposizione che pur ritengo — per le ragioni già dette — meno rilevante della pendenza, mi sembra utile tener conto delle accurate rilevazioni (già citate) effettuate da DESIO a proposito della incidenza del coefficiente di esposizione rispetto al limite permanente delle nevi.

Anche se con la cautela dovuta al diverso significato che tale coefficiente assume proprio per il fatto che esso è riferito al rapporto *radiazione solare - permanenza dell'innevamento*, non mi pare fuori luogo ricordare che il massimo di variazione — rispetto al limite *climatico* medio del gruppo Ortles-Cevedale — si riscontra sul versante S nella contenuta misura del +6,2%, che scende a +5,2% per i versanti SSE e SSW, e a +3,9% per i versanti SE e SW. Ora, pur tornando a sottolineare che i valori in questione sono rapportati al fenomeno dell'innevamento permanente, non sembra arbitrario desumerne che gli effetti della radiazione solare non risulterebbero fortemente variati in relazione alla direzione dell'esposizione, anche in ordine alla presumibile quantità di calore ricevuta dal terreno non coperto in permanenza da neve.

2.3.1 Ipotesi di ricerca sul rapporto fattori climatici/fattori litologici e processi di erosione

Le annotazioni che seguono costituiscono un tentativo di analisi del possibile rapporto — in funzione dei processi di erosione — tra fattori climatici e fattori litologici.

È necessario avvertire sin d'ora che nelle analisi e nei procedimenti che seguono non ho ritenuto possibile assumere in considerazione anche il fattore *pendenza*: data, infatti, la notevole varietà di allocazioni dei diversi litotipi sia sulle creste che lungo i versanti, tale fattore potrebbe essere introdotto nel procedimento solo a seguito di una elevatissima disaggregazione dei dati relativi alla superficie areale dei singoli litotipi.

Mi sono d'altro canto proposto di indicare alcuni elementi di ordine generale che potrebbero consentire più dettagliati approfondimenti nell'ambito di zone ben delimitate.

Tenuto conto che l'unico indice climatico utilizzabile per la regione in esame è quello di Fournier — basato sui dati delle precipitazioni idriche —, in quanto quello di Aubert-Hénin (CATASTA-SMIRAGLIA, 1978) introduce nella formula i dati termici che abbiamo constatato non essere attualmente disponibili per la regione stessa, ritengo tuttavia proponibile l'esame della interrelazione tra l'indice di Fournier e, rispettivamente, il *coefficiente di imbibizione* e il *grado di compattezza* dei litotipi prevalentemente affioranti nella regione.

La capacità erosiva del clima, calcolata mediante l'indice di Fournier, è espressa dalla formula

$$K = p^2 / p$$

ove:

K = indice di capacità erosiva in mm

p = precipitazione media mensile più elevata in mm

P = precipitazione media annua in mm.

Si tenga conto che — come notano CATASTA-SMIRAGLIA (1978) — l'indice K consente di localizzare le «aree soggette a precipitazioni particolarmente intense e durature, tali da subire un'erosione accelerata».

Allo scopo di pervenire a calcolare i termini del rapporto tra il fattore climatico in questione e i due fattori litologici sopra indicati (che mi sono parsi più direttamente correlabili con i valori espressi dall'indice K), ho assunto in considerazione l'area compresa tra i seguenti punti di riferimento (o linee «ideali»):

- a occidente (NW-SE): M. Gavia-baite di Valmalza-valle delle Messi-Pezzo;
- a oriente (NW-SE): M. Gavia-Punta di Ercavallo-Punta di Albiolo-M. Tonale occidentale;
- a mezzogiorno (W-E): Ponte di Legno-passo del Tonale.

I dati pluviometrici di cui si dispone per l'area in questione (relativi ad una media trentennale) sono stati rilevati — come ho ricordato nel par. precedente — in tre stazioni di fondo valle comprese nella fascia o zona con 1000 mm/anno di precipitazioni che interessa pressochè tutta l'area. Infatti la zona interessata dall'isoieta 900mm/anno è contenuta in una limitata porzione compresa nel triangolo M. Gavia-passo di Gavia-baite di Valmalza, pari a ~ il 12% dell'area presa in considerazione.

L'altitudine media delle tre stazioni (passo del Tonale-Pezzo-Ponte di Legno) è di m 1531. Ora, tenendo conto che — secondo DESIO (1967) — il rapporto precipitazioni medie annue/altitudine nel gruppo Ortles-Cevedale, pur non seguendo una legge lineare, presenta modeste differenze (precisamente: + 30 mm tra 1500 e 2000 m s/m; — 1 mm tra 2500 e 3000 m; + 15 mm < 3000 m), e che l'altitudine media dell'area sopra delimitata si colloca attorno a ~ 2300 m, il riferimento per tutta l'area ai dati delle stazioni vallive non appare arbitrario.

È così possibile definire i seguenti valori dell'indice K:

STAZIONE	K-mm
Passo del Tonale	15,4
Pezzo	14,1
Ponte di Legno	11,8

(Tab. 3)

Passando ora all'esame dei fattori litologici, la distribuzione sul terreno (nell'area considerata) dei diversi litotipi prevalenti o aggregazioni dei medesimi (senza tener conto di intercalazioni che affiorano in termini sostanzialmente marginali rispetto ad essi), è stata da me calcolata tenendo conto della dimensione planimetrica dei rispettivi affioramenti cartografati:

LITOTIPI	Kmq	%
1. Scisti-gneiss	8,470	36,4
2. Quarziti-scisti	5,150	22,1
3. Gneiss-calc. crist.	5,370	23,1
4. Calcari crist.	1,330	5,7
5. Gneiss	2,950	12,7
	<hr/> 23,270	<hr/> 100,0

(Tab. 4)

La ripartizione areale dei litotipi o delle loro aggregazioni in rapporto topografico con le tre stazioni considerate è stata da me effettuata sulla base delle caratteristiche

della struttura orografica dell'area complessivamente presa in esame: trattasi, è appena il caso di rilevarlo, di una attribuzione per approssimazione, espressa in valori % come dallo schema seguente:

LITOTIPI	PASSO DEL TONALE	PEZZO	PONTE DI LEGNO	TOTALE
1	25	70	05	= 100
2	01	95	04	= 100
3	55	35	10	= 100
4	70	20	10	= 100
5	10	85	05	= 100

(Tab. 5)

Gli indici litologici considerati, sulla base dei valori indicati da IPPOLITO et al. (1979) e ARTINI (1964), sono i seguenti:

a) *grado di compattezza* (peso specifico apparente / peso specifico reale)

gneiss: 0.987

quarziti: 0.986

calcari cristallini: 0.982

scisti: 0,961

b) *coefficiente di imbibizione* (% di peso)

scisti: 0.50

gneiss: 0.45

quarziti: 0.40

calcari cristallini: 0.20

(Tab. 6)

A proposito della Tab. 6 è da avvertire che:

— nel caso delle aggregazioni dei litotipi 1, 2 e 3 indicate sub a), ho ritenuto di adottare i valori relativi alla componente litotipica a grado di compattezza più basso (anche in rapporto alla notevole incidenza delle «facies» di transizione da un litotipo all'altro);

— nel caso del coefficiente di imbibizione, poiché i valori indicati da IPPOLITO et al. (1979) vanno da un minimo ad un massimo per ciascun litotipo (anche con consistenti scostamenti tra i valori stessi), ho indicato il valore che ho ritenuto più correlabile con i caratteri strutturali e tessiturali dei litotipi affioranti nell'area. Ad es. poiché nel caso degli scisti il valore indicato dagli AA. citati va da 0.5 a 0.6, ho adottato il coefficiente 0.5 considerando la minor presenza delle filladi p.d. rispetto ad altri tipi di scisti affioranti nell'area. Nel caso infine delle aggregazioni ho adottato il valore riferito al litotipo a più elevato coefficiente.

Chiarite così le premesse sulla cui base è impostato il procedimento e prima di esporne i termini e le indicazioni, desidero esprimere qui il mio sincero apprezzamento e ringraziamento per l'efficace collaborazione offertami in proposito dall'ing. I. Mera-viglia — Direttore dei Servizi P.I.A.N.O — e dalla dott. Portesi dell'A.S.M. di Brescia.

Per la verifica di una possibile relazioni fra l'indice di Fournier e gli indici tipici litologici (grado di compattezza e coefficiente di imbibizione) si è proceduto come segue:

1. costruzione delle matrici dei valori relativi ai 3 indici sopra richiamati in cui l'indice di riga rappresenta il litotipo (nell'ordine:

1. scisti-gneiss
2. quarziti-scisti
3. gneiss-calc. cr.
4. calcari crist.
5. gneiss

e l'indice di colonna la stazione di rilevazione (nell'ordine Tonale - Pezzo - Ponte):

Matrice indice di Fournier normale

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	15.400	14.100	11.800
2	15.400	14.100	11.800
3	15.400	14.100	11.800
4	15.400	14.100	11.800
5	15.400	14.100	11.800

Matrice indice di compattezza normale

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	961	961	961
2	961	961	961
3	982	982	982
4	982	982	982
5	987	987	987

Matrice indice di imbibizione normale

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	500	500	500
2	500	500	500
3	450	450	450
4	200	200	200
5	450	450	450

2. doppia normalizzazione di ciascuna matrice in riferimento sia al rispettivo valore minimo sia al rispettivo valore medio:

- 2.1 Indice di Fournier minimo = 11.8
- Indice di compattezza minimo = 961
- Indice di imbibizione minimo = 2

Matrice indice di Fournier normalizzata

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	1.305	1.195	1.000
2	1.305	1.195	1.000
3	1.305	1.195	1.000
4	1.305	1.195	1.000
5	1.305	1.195	1.000

Matrice indice di compattezza normalizzata

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	1.000	1.000	1.000
2	1.000	1.000	1.000
3	1.022	1.022	1.022
4	1.022	1.022	1.022
5	1.027	1.027	1.027

Matrice indice di imbibizione normalizzata

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	2.500	2.500	2.500
2	2.500	2.500	2.500
3	2.250	2.250	2.250
4	1.000	1.000	1.000
5	2.250	2.250	2.250

2.2 Indice di Fournier medio = 13.7666666667

Indice di compattezza medio = 9746

Indice di imbibizione medio = 42

Matrice indice di Fournier normalizzata

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	1.119	1.024	857
2	1.119	1.024	857
3	1.119	1.024	857
4	1.119	1.024	857
5	1.119	1.024	857

Matrice indice di compattezza normalizzata

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	986	986	986
2	986	986	986
3	1.008	1.008	1.008
4	1.008	1.008	1.008
5	1.013	1.013	1.013

Matrice indice di imbibizione normalizzata

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	1.190	1.190	1.190
2	1.190	1.190	1.90
3	1.071	1.071	1.071
4	476	476	476
5	1.071	1.071	1.071

3. Determinazione della matrice dell'«indice di erosione» E dove ogni elemento e_{rs} è ottenuto secondo la seguente legge di composizione (in cui ciascuna componente incide in egual misura):

$$e_{rs} = \frac{k_{rs} \cdot i_{rs}}{c_{rs}}$$

dove:

k_{rs} = indice di Fournier normalizzato relativo al litotipo r ed alla stazione s;

i_{rs} = indice di imbibizione normalizzato del litotipo r alla stazione s;

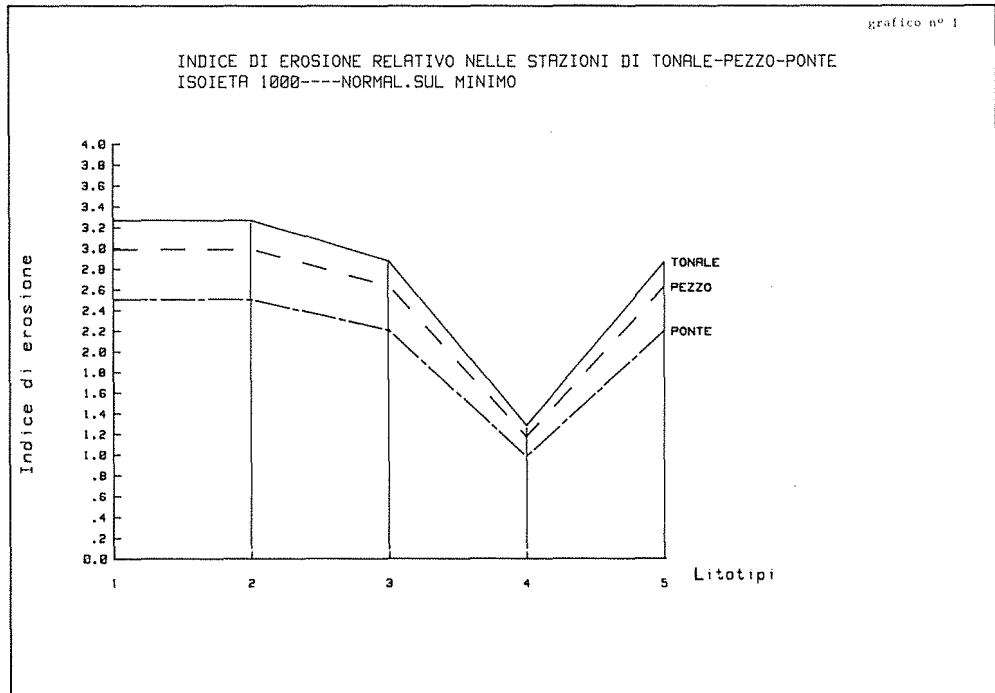
c_{rs} = indice di compattezza normalizzata del litotipo r alla stazione s.

Matrice dell'indice di erosione (normalizzata sul valore minimo)

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	3.263	2.987	2.500
2	3.263	2.987	2.500
3	2.874	2.631	2.202
4	1.277	1.169	979
5	2.859	2.618	2.191

Matrice dell'indice di erosione (normalizzata sul valore medio)

LITOTIPI	TONALE	PEZZO	PONTE
1	1.351	1.237	1.035
2	1.351	1.237	1.035
3	1.190	1.089	911
4	529	484	405
5	1.183	1.084	907



I risultati ottenuti sono stati riportati nei grafici n° 1 e n° 2 che hanno in ascissa il litotipo e in ordinata l'indice di erosione come precedentemente definito. Il primo grafico è riferito alla normalizzazione sul valore minimo mentre il secondo è riferito alla normalizzazione sul valore medio.

Nell'ipotesi di voler prendere in considerazione anche una possibile influenza dell'estensione territoriale del litotipo, sempre in relazione alla stazione di rilevamento, il procedimento di calcolo della matrice dell'indice di erosione resta qualitativamente inalterato e, in questo caso, l'indice di erosione viene ad assumere l'espressione:

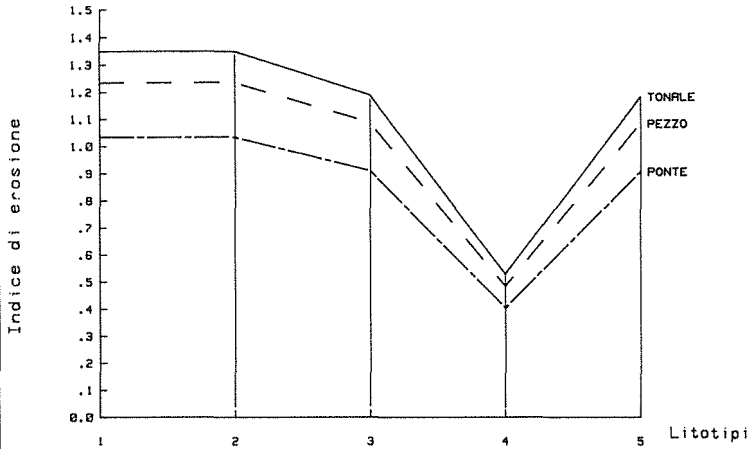
$$(e_{rs})_p = \frac{p_{rs} \cdot k_{rs} \cdot i_{rs}}{c_{rs}}$$

dove:

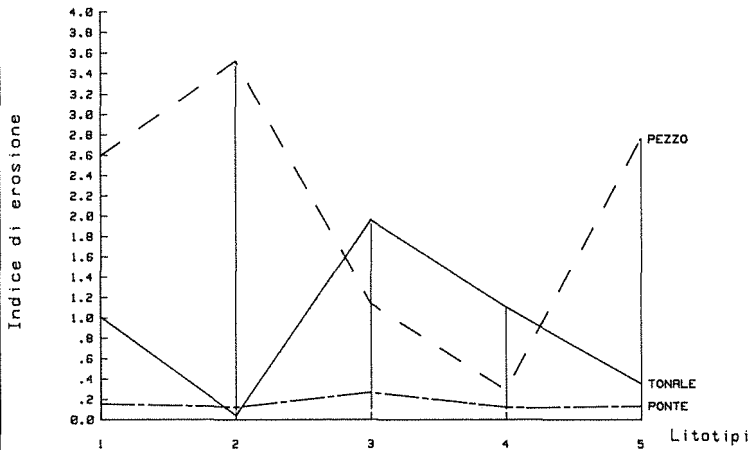
k_{rs} , c_{rs} , e_{rs} , i_{rs} sono da intendersi come gli indici normalizzati rispetto al valore medio e p_{rs} è il coefficiente di distribuzione territoriale del litotipo (normalizzato sul valore medio).

Anche questo nuovo indice di erosione è stato riportato nel grafico n° 3.

INDICE DI EROSIONE RELATIVO NELLE STAZIONI DI TONALE-PEZZO-PONTE
ISOIETRA 1000



INDICE DI EROSIONE RELATIVO NELLE STAZIONI DI TONALE-PEZZO-PONTE
ANCHE IN FUNZIONE DELL'ESTENSIONE ISOIETRA 1000



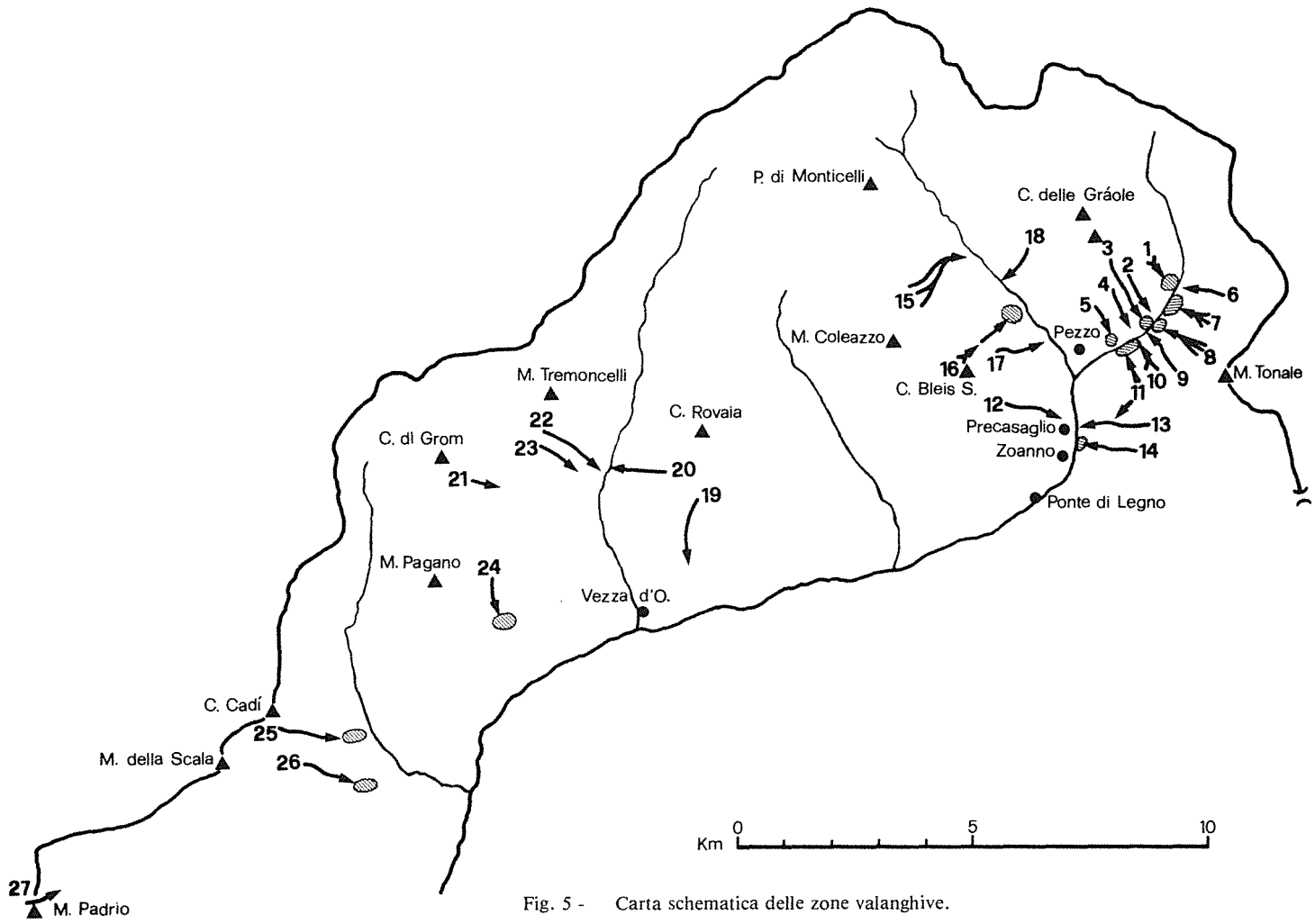


Fig. 5 - Carta schematica delle zone valanghive.

CARTA DELLE ZONE DI VALANGA

(dal «Catasto delle Valanghe» Regione Lombardia, Assess. Agric. e Foreste, 1977 scala 1:100.000).

Legenda

N°	Località	Zona di scorrimento	H zona origine q	Disliv. scorrimento m
1	C. di Viso	vallecola	2025	262
2	C. dei Monti	canalone	2237	537
3	Gràole	canalone	2400	600
4	Bivio Pirlì	canalone	2200	780
5	Case Pirlì	canalone	2300	610
6	C. di Viso	canalone	2050	350
7	C. dei Barc	canalone	2200	487
8	V. Mazza	canalone	2184	474
9	R. Gras Grande	canalone	2170	570
10	P. Martinoli	canalone	2186	586
11	NW Plaz Alti	canalone	2150	550
12	V. Aperta	canalone	2108	708
13	V. del Calò	canalone	2000	700
14	V. Mezzana	canalone	2000	700
15	R. dei Tre Rii	canalone	2260	610
16	B. Somalbosco	canalone	2100	516
17	V. di Coen	canalone	2100	630
18	Il Palazzo	canalone	1930	346
19	V. Cipli	vallecola	1900	550
20	SW V. d. Foppa	vallecola	1950	470
21	C.re V. Bighera	costone	2400	406
22	Omacciolo	canalone	2300	750
23	Omacciolo	canalone	2400	777
24	Valizzola	canalone	2200	500
25	Cima Cadi	canalone	2225	925
26	Cemmo (Monno)	canalone	1925	300
27	M. Padrio	canalone	2100	350

3. GEOMORFOLOGIA DELLE VALLI DI PEZZO, VISO, DELLE MESSI, CANÈ

Le annotazioni che seguono in questa parte del lavoro, pur essendo il risultato di osservazioni e rilevamenti sul terreno — iniziati episodicamente tra il 1976 e il 1978 e poi realizzati in forma più organica a partire dal 1978 —, non possono non costituire che una introduzione di massima ad analisi più dettagliate. Anche se ciò comporta i conseguenti quanto inevitabili limiti propri di un quadro d'assieme che precede e non conclude ricerche più specifiche.

Trattasi pertanto di un primo approccio generale ai «temi» morfologici della regione, approccio che mi auguro contribuisca a stimolare l'interesse ad analisi più dettagliate.

Ho ritenuto necessario soffermarsi pressoché esclusivamente sui fenomeni morfologici che costituiscono in misura nettamente prevalente il prodotto dei fattori morfo-

genetici passati (o «estinti»), trascurando invece l'analisi dei processi morfologici in atto: salvo che per taluni particolari aspetti quali certe zone valanghive o di frane recenti.

Questo secondo ordine di fenomeni abbisogna infatti di rilevamenti topografici quanto di metodologie e tecniche di analisi che richiedono la disponibilità di particolari strumentazioni: e soprattutto la possibilità di utilizzare i supporti di un efficiente «lavoro di squadra». Strumentazioni e supporti che spero di avere in future ricerche.

Un tema che per la sua rilevanza anche morfogenetica — il modellamento glaciale pleistocenico e post-würmiano — avrebbe dovuto esser compreso nel precedente capitolo, m'è parso invece utile considerare zona per zona. E ciò con riferimento agli aspetti di maggior rilevanza e che in ogni caso m'è stato possibile sinora osservare.

L'inserimento di questo argomento nel presente capitolo giova in una certa misura anche all'esame dei sistemi idrografici, compresi i laghi «viventi» o di estinzione relativamente recente, elementi così rilevanti della morfologia e del paesaggio di questa regione.

L'intensa e generalizzata glacializzazione subita dalla regione nel corso del Quaternario e in talune fasi delle glaciazioni stadiali mi pare possa esimermi — data la già richiamata impostazione di tipo introduttivo e generale del lavoro — dall'elencare gli innumerevoli fenomeni che ne danno testimonianza: montonature, levigature e striature di rocce; depositi morenici di fondo spesso commisti ad accumuli detritici più o meno consolidati. M'è parso utile, invece, assegnare una particolare attenzione alla collocazione e ai caratteri morfologici dei circhi di monte e di versante e, quando è stato possibile, formulare indicazioni relative ad archi morenici che presumo post-würmiani (senza riprendere — nella carta geologica schematica — quelli già segnalati nelle carte geologiche della regione).

A tale proposito giova ricordare che secondo SAIBENE (1968) nell'area del Parco Nazionale dello Stelvio allora considerata, i depositi morenici attribuibili allo stadio di Gschnitz possono collocarsi tra i 1200 e i 1400 m; quelli di Daun tra i 1700 e i 1900 m; e infine quelli di Egesen non al di sotto dei 1900 m.

Passando ora ai risultati delle ricerche di zona sinora realizzate con un grado spero sufficiente di completezza, ne esporrò i termini per le zone esaminate sino al 1981. Per le altre zone — di cui ho sinora preso in considerazione sul terreno quasi esclusivamente gli aspetti geologici — mi propongo di dedicare loro una nota successiva.

Procedendo da ENE verso WNW, e seguendo sia l'ordine geografico dei sistemi vallivi quanto l'articolazione delle dorsali già tratteggiate nel primo capitolo, la prima area è quella che include le valli di Pezzo e di Viso; il «Piano di Ercavallo», le dorsali che si dipartono dal Corno dei Tre Signori in direzione E e SE, cingendo le valli sopra citate e, infine, il tratto dell'alta val Camonica, da Ponte di Legno sino al passo del Tonale, a monte del corso del F. Oglio.

3.1 Zona Corno dei Tre Signori - Ponte di Legno - passo del Tonale

La *valle di Pezzo* presenta un profilo trasversale regolarmente modellato a U, con una sostanziale omogeneità nella pendenza dei versanti — rispettivamente in media di 28° quello destro, di 27° quello sinistro —.

La Valle deve questa sua conformazione, in grandissima misura, al fatto di aver rappresentato il primo tratto di confluenza dei flussi glaciali quaternari provenienti dalle valli di Viso e delle Messi. Non pare invece che al suo assetto abbia contribuito la dislocazione della «linea di Peio» (si ha una parziale e più o meno episodica presenza di miloniti sul versante sinistro, di fronte alla zona di Zuanno e di Precasaglio): il decorso della dislocazione interseca infatti diagonalmente la valle nel suo tratto di SE.

Il versante destro è caratterizzato da un pendio uniforme con modestissime manifestazioni di linee di erosione ortogonali alla direttrice valliva. Un apprezzabile rio scorre a monte di Precasaglio, e nella zona a N di tale località — nella parte media e inferiore — il pendio è largamente disboscato e sede di manifestazioni valanghive. Una sola vallecola — la valle Aperta su cui tornerò in seguito e che inizia dal vasto ripiano prativo di Baita Previsgai, q 2159 - si sviluppa lungo tutto il fianco destro.

Il versante sinistro — ampiamente coperto da boschi — nel tratto compreso tra il ponte dei Buoi (più esattamente a 550 m ~ a valle di esso) e la zona frontistante Zoanno, è contrassegnato da una successione di vallecole disposte da E a W.

Le principali sono: val di Dusine, val del Calò separata dalla successiva val Mezzana dal dosso del Talasso che si sviluppa a E della cima Le Sorti.² Segue la valle del rio Vallicella a sua volta separata dalla val Mezzana dal dosso di Mezzo.

Le vallecole in questione ospitano così altrettanti affluenti del F. Oglio quale risulta dalla fusione del F. Oglio Frigidolfo e Oglio Arcanello che avviene al già ricordato ponte dei Buoi.

Il maggiore degli affluenti è il rivo della val di Calò che raccoglie le acque del vasto bacino imbutiforme compreso fra il dosso di Meda e il dosso del Talasso.

La maggior consistenza del fenomeno dei solchi vallivi del versante in questione, rispetto a quello destro, ritengo sia in buona misura da attribuirsi ai processi di erosione derivanti dalla maggior varietà della composizione litologica del versante (gneiss, micascisti, calcari cristallini, anfiboliti, quarziti micacee; mentre sul versante destro la roccia in posto è pressoché monolitotipica: micascisti muscovitici); sia al maggior volume d'acqua che vi si raccoglie nella zona medio-alta.

Infatti il versante in esame, esposto a WNW, presenta in tale zona una durata della copertura nevosa molto più elevata del versante opposto, nonché un indice di continentalità igrica nettamente più elevato.

La maggiore testimonianza di flussi glaciali post-würmiani si trova allo sbocco della Valle nella zona di Ponte di Legno.

BIANCHI - DAL PIAZ (1940) segnarono in proposito una morena di sponda destra posta a sbarramento della valle di Pezzo (l'apparato morenico in questione è ritenuto da CASTIGLIONI, 1961, appartenente alla fronte di un ghiacciaio post-würmiano proveniente dalla opposta val Narcane), nonché cordoni secondari e almeno due archi frontali a Ponte di Legno.

A giudizio degli AA. citati tali manifestazioni sono da attribuirsi allo stadio di Gschnitz, mentre sarebbero da escludere flussi glaciali più recenti a causa della esposizione meridionale della valle.

Questa valutazione coincide con la già menzionata tesi di SAIBENE in ordine ai limiti altitudinali delle glaciazioni stadiali.

La *valle di Viso* presenta una forma arcuata, con una direttrice NE nel tratto principale, vale a dire tra lo sbocco a SE dell'abitato di Pezzo e la zona dell'omonimo laghetto, direttrice che si manifesta parallela al decorso della «Linea di Peio», talché risulta proponibile — in questo segmento del solco — una concausa tectonica del suo profilo longitudinale.

La valle è caratterizzata da un profilo trasversale disimmetrico a U, anche nel tratto più settentrionale, in cui essa assume una direttrice NW e perciò parallela a quella della valle delle Messi. Il mutamento della direttrice pare a me possa ricondursi, oltre che alla variazione delle condizioni tectoniche, anche e particolarmente all'azione di escavazione glaciale.

² Le Valli del Calò e Mezzana sono sede di tipiche valanghe di canalone.

La disimmertia complessiva del profilo appare prevalentemente attribuibile sia al fatto che il solco vallivo taglia trasversalmente i banchi omogeneamente immersi e inclinati a SE, sia al diverso grado di pendenza dei versanti.

La testata della valle è contrassegnata a NW dai precipiti salti delle «Scale di Ercavallo»; a NNE dai dirupi che, a partire dalle due cascate alimentate dai laghi di Ercavallo (rispettivamente di q 2621 e q 2643), si sviluppano lungamente e ripetutamente a monte del pendio del Palon delle Casaiole; e infine a W da dirupi e salti che si presentano ai piedi della dorsale culminante nella cima delle Gràole.

La forma della testata è a conca emiciclica con versanti a forte e fortissima inclinazione: quelli di sinistra sono contrassegnati alla base da ampie falde detritiche di gravità; a destra e a monte da ripidissimi pendii in prevalenza rocciosi. Le zone a monte e a oriente della testata presentano profonde incisioni con corsi d'acqua a cascata. Più che zona di circo vero e proprio, la testata può considerarsi un'area di accumulo del ghiacciaio che calava a seraccata dagli estesi ripiani sovrastanti, nel tratto grosso modo compreso tra la «Scala di Ercavallo» e il Baitello di q 2543.

Quanto ai versanti della Valle si può notare sinteticamente che:

il versante sinistro idrografico, nella sua porzione più settentrionale e cioè nel tratto compreso tra il limite basale della testata e l'igrometro posto a 1875 m ~, presenta frequenti, profondi e lunghi solchi di erosione prodotti, nei banchi di quarziti micacee immersi con forte inclinazione ($> 65^\circ - 70^\circ$) a SE, dal veloce deflusso delle acque di disgelo e di quelle provenienti dalla serie di laghi disseminati nel «Piano di Ercavallo». La velocità del deflusso è favorita da un dislivello medio di 500 m ~ tra fondo valle e inizio del «salto» roccioso con cui ha termine la zona del «Piano».

Altri solchi si susseguono lungo il versante a E della conca di Montozzo, con un dislivello sostanzialmente analogo.

La pendenza della porzione settentrionale del versante sinistro, nella zona intermedia, è stimabile attorno a 33° ~.

Il tratto successivo del versante, tra l'igrometro citato e la zona posta subito a SW delle Case di Viso, presenta caratteri morfologici contraddistinti innanzitutto dalla grande conca di Montozzo, originata dal circo glaciale dominato dal gruppo montuoso che culmina nella Punta di Albiolo.

Dopo la conca — a S del L. di Montozzo di q 2561 — si sviluppa un ristretto falsopiano inclinato a SSW con un'altitudine media di ~ 2300 m, e che si prolunga sino alle propaggini occidentali del M. Tonale. Conca e falsopiano sono in buona misura elementi strutturali derivati dalla «Linea di Peio»: il secondo è infatti un tutt'uno con il salto morfostrutturale che separa i litotipi dalla «serie del Tonale» dalle sottostanti bancate a quarziti. Esso concorre inoltre a drenare e ridurre l'afflusso e il ruscellamento delle acque meteoriche o da disgelo lungo il sottostante versante. Quest'ultimo è tuttavia intersecato da alcuni canaloni, due dei quali — rispettivamente quello a NW della Baita Casaiole e un secondo sfociante verso Casa dei Barc — sono sede di fenomeni valanghivi.

I fattori strutturali sopra considerati danno luogo ad un parziale addolcimento del profilo del versante — nella parte intermedia — talché a monte del salto la pendenza è in media di 25° , e a valle di ~ 28° .

Nel tratto terminale della Valle, il versante torna ad essere intersecato da più solchi, tra cui tre in particolare assumono rilievo per ampiezza, grado di incisione e quali collettori di valanga: la vallecchia di rio di val Massa che riceve le acque della zona di imprevio a NW del M. Tonale, una seconda che ospita il rio di Gras Grande (imprevio della ripida conca tra M. Tonale e C. Bleis), la terza che si apre verso il ponte Martinoli.

Pressoché tutti i solchi sono sormontati da brevi ripiani che sottendono gli scoscesi versanti del tratto di dorsale tra C. Casaiole e C. Bleis.

La pendenza media del tratto in questione è di $\sim 29^\circ$. Sempre nel medesimo tratto marcati e ripidissimi speroni rocciosi intersecano la zona elevata del versante: essi separano una successione di conche a fondo inclinato verso NW, densamente ricoperto da detriti crioclastici alimentati dalle pareti circostanti, pressoché subverticali.

Quasi tutte le conche in questione presentano il carattere di piccoli circhi di versante, il maggiore dei quali si colloca tra M. Tonale e C. Bleis, ad una quota media di ~ 2450 m.

La zona basale dei tratti intermedio e terminale del versante sinistro è contraddistinta da suoli a gradini erbosi trasversali, intersecati da canali con consistenti conoidi terminali colonizzate da festuceti e ampie zone ad *Alnus*.

Le conoidi vanno attribuite sia alla gelivazione che si esercita sul versante che, in misura forse maggiore, ai processi di crioclastismo delle zone di cresta o a queste immediatamente sottostanti.

Passando al versante destro della valle di Viso, si osserva che esso è contraddistinto — dalla testata alla isoipsa 1980 — da una struttura a gradoni e salti rocciosi, con ampia e consistente presenza di detriti non assestati lungo il tratto del fianco orientale della dorsale culminante nella cima delle Gràole. La pendenza media è, in questa porzione settentrionale del versante, di $\sim 31^\circ$.

Nella parte mediana e in quella terminale della valle il versante sinistro assume caratteri morfologici uniformi, lungo una zona a semicerchio tondeggiante, con una pendenza media di $\sim 25^\circ$.

Vi è decisamente prevalente un suolo a detriti da criosoliflusso, a scarsa o scarsissima copertura arbustiva, talché il tratto compreso tra la zona sovrastante le Case di Viso e quella a WNW delle Case Pirlì è frequentemente interessato da fenomeni valanghivi anche di consistente potenza.

Lungo tutto il versante in questione, il raccordo con il fondo valle si manifesta in assoluta prevalenza con una copertura da falde di detrito misto terroso e vegetazione ad *Alnus*, salvo i tratti di testata ove si hanno i già ricordati e più o meno frequenti salti rocciosi.

Sotto il profilo della composizione litologica degli affioramenti di rocce in posto, il versante destro è contraddistinto da micascisti filladici e in parte da gneiss nel tratto più elevato e da micascisti muscovitici in quella inferiore.

Il versante sinistro presenta invece una ben più ampia varietà di litotipi, nei termini precedentemente indicati per lo stesso versante della valle di Pezzo.

Il fondo valle non propone elementi morfologici di particolare rilevanza, se non per l'ampia spianata ove sorge il villaggio delle Case di Viso. Potente è in genere la copertura morenica di fondo, spesso commista a detriti di falda.

Merita invece un più ampio accenno il laghetto di Viso.

Esso si colloca ai piedi di una balza rocciosa nel versante sudorientale della cima delle Gràole, a q 1862. Le coordinate sono: long.: $1^\circ 17' 14''$ W, lat.: $46^\circ 18' 14''$ N. Con una massima lunghezza di 44 m ed un'analogha larghezza di 42 m (la forma è infatti semicircolare), il laghetto presenta una profondità massima di m 8,60.

Subito a E del laghetto si estende un ampio e almeno apparente terrazzo morenico-alluvionale nettamente inciso dal F. Oglio Arcanello: talché lo si potrebbe inquadrare nella tipologia dei laghetti intramorenici di valle.

Ben diversa è invece l'interpretazione delle origini che ne hanno dato BIANCHI-DAL PIAZ (1940), secondo i quali il laghetto deve la sua formazione ad una ampia frana precipitata dalle pendici orientali della cima delle Gràole, frana i cui materiali si sarebbero in parte portati anche oltre il corso del fiume. In sostanza il materiale prodotto dalla frana avrebbe costituito una sorta di sbarramento emiciclico ai piedi della balza rocciosa, creando pertanto le condizioni per l'insediamento del laghetto.

È evidente e marcata una conoide di deiezione sviluppatasi subito a valle della ricordata balza rocciosa e del lago (mentre a monte di essi si ha un ripido pendio in parte detritico e in parte a gradini erbosi prodotti prevalentemente da sentieramento del bestiame della vicina malga Forgnuncolo, con sparse macchie di *Alnus* e una consistente stazione di *Allium victorialis*).

La presenza di grossi massi a spigoli vivi sul pendio sottostante il laghetto, a NE, accrediterebbe l'interpretazione degli AA. citati: ma subito a valle di essi appaiono preponderanti massi e ciottoli che sembrano riconducibili ad un processo di fluitazione alluvio-glaciale (anche per l'eterogeneità litologica che li contraddistingue).

È possibile allora che le due ipotesi — frana e deposito alluvio-glaciale — siano da considerarsi associabili.

Le valli di Pezzo e di Viso sono abbracciate, come si è detto in precedenza, dalle due dorsali che si dipartono dal Corno dei Tre Signori, rispettivamente nelle direzioni S, SE (cima di Caione - Cima delle Gràole) e SE, SSW (Punta di Ercavallo - Forcellina di Montozzo - Punta di Albiolo - M. Tonale occidentale, con le note biforcazioni di cima Bleis - cima Le Sorti e cima di Cadi).

Ai piedi della piramide del Corno si stende infine il grande piano inclinato di Ercavallo. Il suo dislivello massimo, misurato dalla base dell'antecima SE del Corno - q 3218 - sino all'inizio del salto delle «Scale di Ercavallo» è di 525 m ~ su una lunghezza in linea d'aria di 2000 m ~, con una pendenza media di 15° ~.

Prima di prendere in esame gli aspetti morfologici dell'area che si identifica nelle dorsali citate e nel «Piano di Ercavallo», è opportuno premettere qualche cenno più approfondito su gli aspetti strutturali dell'area medesima rispetto alle indicazioni contenute nelle pagine precedenti dedicate alla tectonica generale della regione.

L'elemento tectonico più importante è certamente costituito dalla dislocazione della «Linea di Peio». Essa, oltre che determinare gli effetti già rilevati nella zona da essa più direttamente interessata (ampi ed estesi fenomeni di milonizzazione oltre che di cataclasi, che hanno investito tutte le formazioni affioranti lungo il corso della dislocazione), segna il confine tra due «stili» di pieghe, quanto meno nella zona orientale della nostra regione.

A WNW della «Linea» le pieghe si presentano relativamente compresse e ad assi prevalentemente suborizzontali; a ESE le pieghe sono invece molto fitte e spesso anche contorte, con assi subverticali o molto inclinati al punto da disporsi a ventaglio, dando così luogo ad un assetto che ANDREATTA (1954) definì «a vortici» o «a lacci».

Tale assetto è la conseguenza del fatto che su gli strati e sui banchi già in precedenza raddrizzati (è da ricordare che nel secondo caso si è in prossimità della «Linea del Tonale» e quindi della «zona delle radici» dell'edificio complessivo delle Alpi austriache), si esercitarono spinte tangenziali che provocarono un'ulteriore compressione degli strati. Da tutto questo è derivata una forte inclinazione degli stessi piani di scistosità. Nota infine ANDREATTA che «alla compressione che determinò la milonisi seguì una generale distensione delle formazioni rocciose, con conseguente diffusa fratturazione».

È da sottolineare quindi l'insieme degli effetti che derivarono da tali processi sul medesimo rapporto tra assetto strutturale e assetto morfologico; tanto più se si tien conto che tutta la zona a ESE della «Linea di Peio» venne a trovarsi coinvolta — nel suo versante meridionale — da fenomeni non meno rilevanti sotto il medesimo profilo morfologico-strutturale determinati dalla «Linea del Tonale».

È infine da ricordare quanto osservò SCHIAVINATO (1948 b) a proposito del fatto che gli intensi ripiegamenti della zona in questione non sono «per lo più visibili... sulle pareti rocciose» del crinale che va dal passo dei Contrabbandieri alla Bocchetta Bleis (diverse sono, come vedremo, le condizioni macro-strutturali nel gruppo montuoso della Punta di Albiolo). Ma, a conferma della consistenza di tali ripiegamenti, l'A. segnala

non soltanto forti deformazioni plastiche rilevate microscopicamente, ma anche il rinvenimento — presso la Bocchetta Bleis — di «una lastra di anfibolite dello spessore di circa 20 cm ripiegata ad angolo molto acuto e costituente senza dubbio una cerniera».

A mio giudizio la morfologia tondeggiante del tratto di dorsale compreso tra il passo dei Contrabbandieri e il «nodo» strutturale del M. Tonale occidentale è da attribuirsi in gran parte alle cause di ordine dinamico-strutturale sopra sintetizzate.

Un secondo elemento tectonico di particolare rilievo (ma che è per più aspetti comune a gran parte della regione in esame), è la giacitura isoclinali di grandissima parte dei banchi di tutti al zona che dal Corno dei Tre Signori si sviluppa a SSE, con immersione prevalente in analoga direttrice e direzione NE dei banchi medesimi.

Merita a questo proposito di essere ricordato il classico profilo tracciato da TERMIER nel lontano 1905, profilo che — nonostante taluni elementi di sommarietà — conserva tuttora una sua sostanziale validità.

Nota l'A. che lungo la linea passo di Gavia - M. Gaviola - cima di Caione - cima delle Graole - Oglio Arcanello (l'A. in realtà cita l'O. Frigidolfo forse con riferimenti alla toponomastica del tempo) - M. Tonale - passo del Tonale, si verifica una progressiva e sempre più forte inclinazione nella immersione a S-SE dei banchi.

Secondo TERMIER nei pressi del passo di Gavia, l'inclinazione è di 60°; quindi «gradualmente sul versante meridionale, essa aumenta ancora fino ad un valore medio di 70° o 75° che conserva lungamente. Vicino al Passo del Tonale i banchi, infine, divengono verticali e anche la faglia che li separa dalla tonalite è verticale».

In realtà, come si vedrà in seguito, la giacitura dei banchi delle creste non presenta un andamento nella progressione di inclinazione così lineare come afferma l'A. citato, ma si hanno variazioni con episodi di assetto pressoché suborizzontale: come nella zona compresa tra la Punta di Ercavallo (q 3011) e l'antecima orientale di q 3068, oppure nella zona culminale della cima di Caione.

Infatti BIANCHI-DAL PIAZ (1940) segnalano «valori moderati» dell'inclinazione a S di M. Gaviola, alle cime di Caione e delle Graole come alla già citata Punta di Ercavallo, mentre concordano con TERMIER per quanto concerne la zona più meridionale ove si registrano anche a loro giudizio «valori più forti». Gli AA. citati accennano in particolare a M. Seródine: ma ritengo si debba osservare che un analogo, se non addirittura più accentuato, assetto dei banchi di calcari cristallini e calcefiri si ritrova a cima di Cadi; soprattutto lungo il versante sudorientale.

Parimenti gli stessi AA. sottolineano come «in prossimità della linea del Tonale ha luogo di solito una spiccata inversione della pendenza» specie a E di Ponte di Legno. Trattasi dei già ricordati fenomeni di retroflessione addebitabili alle azioni di controspinta con direzione N-S, prodottisi nella fase terminale dell'orogenesi alpidica e cui s'è già fatto cenno nel par. 2.2 (Tectonica).

Secondo ANDREATTA infine — come già ricordato a pag. —, la fascia di quarziti micacee e micascisti che si sviluppa tra la Punta di Ercavallo e la media Valle di Pezzo costituisce probabilmente «la parte più alta dei terreni di una anticlinale».

Pare si possa pertanto concordare con TERMIER nell'identificare nei terreni posti a meridione del passo di Gavia l'ala meridionale di una anticlinale (si veda in proposito quanto sostenuto da ARGENTON et al. — 1980 — da DAL PIAZ-MARTIN — 1980 —), la cui zona di volta si troverebbe in corrispondenza della linea ideale M. Sobretta - M. Confinale - M. Cevedale.

Procedendo nell'esame dell'area a monte della testata della valle di Viso, iniziamo dal «Piano di Ercavallo».

Tale zona è omogeneamente tutta immersa a SE per effetto di analogo verso di immersione dei banchi: e ciò a partire dalla cresta compresa tra il Corno dei Tre Signori,

la cima di Caione e quella delle Gràole — a NW —, sino alla base della cresta che congiunge il predetto Corno con la Punta di Ercavallo.

La zona in questione è in assoluta prevalenza costituita da micascisti filladici con più o meno frequenti intercalazioni di ortogneiss.

A monte della sella di q 3044 posta a N della cima di Caione si presenta un apprezzabile affioramento di rocce milonitiche in corrispondenza di una locale linea di dislocazione a direttrice NE, linea che separa i micascisti filladici dagli gneiss e calcari cristallini della «serie del Tonale».

Anche la cresta che congiunge le cime di Caione e delle Gràole è interessata, per un migliaio di m ~, dai litotipi della serie medesima. Successivamente riprende la facies a micascisti filladici, salvo che nella zona della cima delle Gràole ove si ha un consistente affioramento di quarziti micacee grigie.

Il lato occidentale del «Piano di Ercavallo» è dominato dalla piramide irregolare della cima di Caione, la cui vetta è terrazzata a lastre per disaggregazione *in loco* della superficie dei banchi, mentre il crinale che la congiunge sia con la già citata sella di q 3044 che con la cima delle Gràole è contraddistinto da banchi sconnessi e sfasciumi detritici.

A N-NE della sella, invece, la cresta si prolunga in forma seghettata — a causa dell'immersione diagonale dei banchi (sempre con verse SE) — sino a raccordarsi con l'anticima di q 3164 del Corno dei Tre Signori. Ai piedi della cima di Caione, su tutto il tratto compreso tra la sella di q 3044 e i contrafforti che precedono da NW la cima della Gràole, si estendono ampi nevati pressoché permanenti. Lo stesso laghetto di Caione (q 2963) è frequentemente coperto dal ghiaccio e dalla neve anche nella tarda estate.

La cima della Gràole presenta una forma a bastione prolungato con banchi immersi nella solita direttrice SE: il versante occidentale è quasi uniformemente subverticale mentre quello orientale si sviluppa in un ripido e uniforme pendio verso la valle di Viso.

La morfologia del «Piano di Ercavallo» è ampiamente contrassegnata da una successione più o meno regolare di dossi, risalti, brevi ripiani e conche la cui origine si identifica con la vasta e imponente copertura glaciale del Quaternario.

È superfluo, come già ho avuto modo di sottolineare nella premessa al presente capitolo, soffermarsi sulle innumerevoli testimonianze di tale copertura (montonature, striature, etc.); come sui frequenti esempi di forme del terreno proprie dei criosuoli d'alta montagna: accenno soltanto, in proposito, alla presenza di suoli poligonali a SE del laghetto di Caione e di suoli a *pipkrakes* con fine granulometria e grumi di terriccio sollevati ad ago (ad esempio a SW del laghetto alto di Ercavallo, q 2955).

È invece necessario soffermarsi sul prodotto forse più significativo dell'esarazione glaciale, costituita dalla serie dei laghi disseminati nel «Piano»; e sui circhi glaciali di maggior rilevanza.

A partire dalla zona più settentrionale del «Piano», possiamo così annoverare le seguenti entità lacuali di cui indicherò i dati più significativi (tratti dal «Catasto dei Laghi bresciani») il rilevamento dei quali è stato da me iniziato, in collaborazione con i colleghi del Centro Studi Naturalistici Bresciani, nel 1976 ed è tuttora in corso):

1. *laghetto di Caione*: long. 1°56'00" W; lat. 46°19'37" N; q 2963; lunghezza (L) e larghezza (l) massime rispettivamente di m 112 e 68; profondità (p) massima m 8,10. È situato nel circo glaciale posto a SE dell'omonima Cima;

2. *laghetto alto di Ercavallo*: long. 1°55'35" W; lat. 46°26'20" N; q 2965; L e l massime m 128 e 80; p massima m 7,30. È situato nel circo glaciale a SE del Corno dei Tre Signori;

3. *Laghetto senza nome (s.n.) di q 2710*: long. 1°54'58 W; lat. 46°20'03" N; L e l massime m 140 e 80; p massima m 0,25. Può considerarsi un tipico laghetto di circo di gradinata in corso di insenilimento per interrimento e diffuso processo di intorbamen-

to, con vegetazione a *Eriophorum*;

4. *Laghetto s.n. di q. 2705*: long. 1°54'35" W; lat. 46°19'58" N; L e l massime m 76 e 32; p massima m 3,60. È inserito anch'esso in un circo di gradinata;

5. *laghetto s.n. di q. 2690*: long. 1°54'41" W; lat. 46°19'54" N; L e l massima m 104 e 54; p massima m 0,50; è ospitato in una conca sovraescavata ed è parzialmente intorbato con vegetazione a *Eriophorum*;

6. *laghetto s.n. di q. 2745*: long. 1°55'20" W; lat. 46°19'40" N; L e l massime m 60 e 56; insenilimento al limite dell'estinzione per avanzato interrimento; in conca sovraescavata;

7. *laghetto s.n. di q. 2724*: long. 1°55'10" W; 46°19'41" N; L e l massime m 40 e 28; p massima m 2,00. Conca sovraescavata;

8. *laghetto s.n. di q. 2643*: long. 1°54'44" W; lat. 46°19'44" N; L e l massime m 304 e 140. È pressoché totalmente interrato o intorbato. Conca sovraescavata;

9. *lago di Ercavallo*: è il maggiore per ampiezza, con una superficie di 28.640 mq. Long. 1°54'25" W; lat. 46°19'44" N; q 2621; L e l massime m 288 e 144; p massima m 4,00. Lago di circo di gradinata;

10. *laghetto s.n. di q. 2615*: long. 1°54'01" W; lat. 46°19'26" N; L e l massime m 60 e 26; p massima m 0,65. Conca sovraescavata;

11. *laghetto s.n. di q. 2630*: long. 1°53'53" W; lat. 46°19'26" N; L e l massime m 8,00 e 3,50; p. massima m 1,45. Laghetto di circo, è il minore come ampiezza di superficie di tutta la serie dei laghi di Ercavallo.

Quanto ai *circhi glaciali* di maggior consistenza, vanno annoverati — da W e E — i seguenti (indico innanzitutto il monte cui vanno topograficamente riferiti):

— Corno dei Tre Signori, q 3360: circo con arco orientato S tra le q 3147; 3280; 3360 (vetta); 3289, 3218; isoipsa mediana 3175;

— Antecima orientale del Corno dei Tre Signori, q 3289: circo con arco orientato E-SE tra le quote 3218; 3289 (antecima); 3175; 3120; 3042; isoipsa mediana 3075; entrambi i circhi presentano un fondo piuttosto ripido e normalmente coperto di neve per l'intero anno;

— cima di Caione, q 3140: circo a emiciclo orientato E, tra le quote 3138; 3035; 2941 (a N); 3140 (vetta, a W); 3000 ~; 3019 (S); isoipsa mediana 2900; fondo moderatamente inclinato e quasi costantemente innevato;

— Punta di Ercavallo, q 3011: circo con sezione trapezoidale irregolare, orientato SW; tra la cima e le quote 2995; 2968; 2990; 2960 (la zona è denominata «Pozzo della Conca»); isoipsa mediana 2850; fondo molto ripido a prevalenti detriti crioclastici e rare lingue di neve.

La vetta più elevata della zona in esame (e di tutta la regione) è costituita dalla tozza piramide abbastanza regolare del Corno dei Tre Signori (ben diversa e più slanciata è invece la forma della Cima quale si presenta se vista sia da E che da W). Dalla vetta del Corno si dipartono a raggera le creste di cui s'è già accennato in precedenza; seghettate a causa della immersione a SE dei banchi; immersione obliqua rispetto alla linea di cresta, con valori di inclinazione spesso elevati ben oltre i 60°.

La piramide del Corno è in micascisti con permeazioni magmatiche (i «micascisti granitizzati» di ANDREATTA) con numerose intercalazioni di ortogneiss, litotipo, questo, che si ripresenta ancora più ampiamente lungo la cresta SE.

Sui versanti di SSW e SSE della Cima si dispongono due ripidi nevati di cui il secondo è decisamente più ampio.

Secondo DESIO (1967) quest'ultimo ancora nel 1940 aveva i caratteri di un piccolo ghiacciaio, con una superficie di 38.700 mq e la fronte a q 3120, mentre nel 1960 era estinto pur in presenza di ghiaccio: l'A. lo denominò «Vedretta di Ercavallo», fornendone le coordinate: lat. 46°20'20", long. 14°23'27". Attualmente la presenza di ghiac-

cio si ha solo in parte della porzione centrale: complessivamente mi sembra corretto definirlo un nevato.

La facies a micascisti di cui ho richiamato i termini riferendomi alla definizione di ANDREATTA, comprende tutto il tratto di cresta tra la vetta e il gruppo di «gendarmi» e guglie rispettivamente a forma trapezoidale o a piramide irregolare) identificabili con le quote 2981, 2953 e 2941, sin nei pressi della depressione di q 2833.

L'andamento della cresta nel gruppo dei «gendarmi» e delle guglie è pressoché costantemente dentellato per l'assetto subverticale dei banchi di gneiss dal marcato colore grigio chiaro.

A SE della zona in questione l'inclinazione si riduce di valore: si ha inoltre una lunga depressione dalla già citata q 2833 (per l'esattezza la depressione inizia subito a SE della q 2941, con la q 2870, sino a che la cresta riprende gradualmente a salire sino al bastione di q 2949 e q 2965 di cui si parlerà subito dopo).

L'associazione dei litotipi dei micascisti filladici e gneiss che inizia tra q 2941 e 2833 è interrotta dall'imponente bastione in ortogneiss che scende dirupato a NW del Passo di Ercavallo (q 2974) e termina alla breve depressione posta subito a NW della q 3068.

Da questa depressione inizia la facies a quarziti micacee grigie associate a micascisti che — salvo un tratto di ~ 150 m in micascisti filladici subito a S della q 3068, affiorante a cavallo della cresta — proseguono con banchi immersi nettamente a SE.

Il versante si fa ripido con solchi profondamente incisi dall'erosione nella zona della Punta di Montozzo, con imponenti falde di detriti crioclastici alla base del versante medesimo: sino alle miloniti e all'ampia sella della Forcellina omonima.

Come si è prima accennato, dalla zona della q 2833 il valore di inclinazione dei banchi presenta una flessione con un graduale passaggio alla suborizzontalità, particolarmente evidente tra la Punta di Ercavallo — q 3011 — e l'antecima sudorientale di essa, a q 3068. Complessivamente, tuttavia, la cresta è in gran parte di tutto questo tratto molto sconnessa: con grossi blocchi, lastre e sfasciumi.

Merita di annotare che il passo di Ercavallo è costituito da un marcato intaglio attribuibile al contatto tra ortogneiss e micascisti filladici: sottende al passo e si sviluppa sotto tutta la cresta sino poco a SW della 3068, un vasto e ripido pendio con massi, detriti, terriccio, spesso intersecato da lingue di neve.

Il versante trentino della cresta SE del Corno dei Tre Signori presenta, insieme con una costante ma non elevata ripidità, un ben maggiore dislivello di quanto non si verifichi in quello bresciano.

In quest'ultimo, infatti, alla base si ha la grande piattaforma inclinata del «Piano di Ercavallo» la cui altitudine media può stimarsi attorno a 2725 m; mentre nella zona corrispondente della trentina val del Monte si possono stimare valori medi del fondo valle attorno a 2350 m di quota.

Il nostro esame si rivolge ora alla zona più orientale dell'area considerata, che può essere contrassegnata dai seguenti limiti topografici:

3.1.1. Forcellina di Montozzo - M. Tonale occ. - passo del Tonale

L'amplissima sella della Forcellina, i cui lati scendono al valico con una sostanziale omogeneità di pendenza, è il risultato morfologico di almeno tre fattori: la già menzionata dislocazione della «Linea di Peio» che ha a sua volta prodotto consistenti effetti di milonisi nelle due serie di litotipi che vi si incontrano (quarziti micacee sul lato occidentale; micascisti, gneiss e relative intercalazioni — soprattutto calcari cristallini — della «serie del Tonale» sul lato orientale). In terzo luogo il fatto stesso del contatto tra

più facies litologiche associato alla dislocazione, ha indubbiamente contribuito ulteriormente a favorire il processo di disgregazione dell'assetto delle rocce.

Ed è appunto dalla sella in questione che si registra la netta accentuazione del grado di inclinazione dei banchi sino alla verticalità.

La zona in esame è innanzitutto caratterizzata dall'imponente gruppo montuoso della punta di Albiolo la cui vetta — q 2969 — si colloca poco a NE della linea di confine con il territorio trentino.

La cresta N del gruppo si presenta in parte seghettata e in parte dentellata a spuntoni e a «gendarmi», con immersione dei banchi a SE.

Le culminazioni più rilevanti sono quelle di q 2927 e dell'antecima di q 2949 dalla forma netta e slanciata. Segue un breve intaglio a q 2908, a valle del quale si colloca un ampio, svasato e ripidissimo canale di detriti crioclastici, detriti che — lo si è già notato in precedenza — si distribuiscono in continuità a formare tutto il pendio che sottende il gruppo sino al passo dei Contrabbandieri e alla cima Casaiole.

A SE dell'intaglio i banchi diventano subverticali con frequenti piegamenti tortuosi e sinuosi, particolarmente marcati sulla parete WSW dell'antecima SW di q 2970. La cresta a S di detta antecima prosegue dentellata a grossi «gendarmi» di calcari cristallini.

La sella a lineamento suborizzontale — in gneiss e micascisti — del passo dei Contrabbandieri segna l'inizio di una ben diversa morfologia della dorsale: questa si presenta cioè a profilo dolce e talora arrotondato salvo in taluni, brevi tratti — ad esempio tra M. Tonale occidentale e cima di Cadi — ove il crinale diventa cresta ora seghettata ora dentellata.

La verticalità dei banchi di calcari cristallini e di calcefiri è particolarmente marcata alla cima di Cadi.

Il M. Tonale occidentale è il punto di divaricazione di due linee di cresta: appunto quella che si sviluppa verso SE con la Cima ora citata e l'altra che si dirige verso C. Bleis e C. Le Sorti. La zona a S del nodo strutturale del M. Tonale è contraddistinta dalla elegante cresta di M. Serodine dai ripidissimi versanti e a banchi di calcari cristallini sostanzialmente verticali: appare presumibile che tale morfologia sia stata anche favorita dall'azione di erosione delle masse glaciali quaternarie che si sviluppavano su entrambi i lati della cresta medesima.

La morfologia del versante che scende verso l'alta valle Camonica, nel tratto a ENE di Ponte di Legno sino al passo del Tonale, è contrassegnata dalle accentuate manifestazioni di erosione che si sviluppano lungo i fianchi dei torrenti, rispettivamente a E e a W del M. Serodine, ospitati l'uno dalla valle del rio Vallazza e l'altro dalla valle del Larice: tali manifestazioni sono particolarmente ampie e consistenti nel tratto medio-inferiore dei due corsi d'acqua.

I versanti SSW e SSE di C. Bleis presentano una vasta alternanza di aree a larice e abete rosso, e di pendii prativi (zona Vescasa, ecc.).

Ai fattori d'ordine strutturale, e in particolare di microtectonica quali quelli studiati (e già citati) da SCHIAVINATO (1948 b) e da ANDREATTA (1954), devono essere associati — in funzione del risultato morfologico — quelli attribuibili all'azione glaciale.

Oltre ai già ricordati piccoli circhi che fasciano l'alto versante sinistro della valle di Viso sino alla confluenza nella valle di Pezzo, sono da segnalare:

— il *circo della conca del Montozzo*, orientato a SW e i cui limiti altitudinali di riferimento sono rappresentati: a N, dalla Punta di Montozzo; a W dalla cresta che si sviluppa dalla Punta medesima sino a q 2125; a E e a S dalla grande bastionata del gruppo della Punta di Albiolo.

La larghezza media del fondo del circo, contrassegnato da una successione di dossi arrotondati e da conche, è di ~ 1650 m. L'isoipsa mediana è a 2450 m.

In due conche disposte a gradinata sono collocati: il *laghetto di Montozzo di q 2461*, long. $1^{\circ}52'53''$ W; lat. $46^{\circ}18'08''$ N, con L e l massime rispettivamente di m 160 e 48, ed una p massima di m 3,30; il *laghetto di Montozzo di q 2403*, long. $1^{\circ}53'05''$ W, lat. $46^{\circ}18'04''$ N, con L e l massime di m 60 e 36, e una p massima di m 0,90. Entrambi i laghetti sono collocati in terreno a detriti di falda;

— il circo di *M. Tonale occidentale*, orientato a S-SE, la cui isoipsa mediana è a q 2500, disposto a S della vetta e circondato a E dalla cresta che congiunge quest'ultima con C. Cadi; a NW dal tratto di cresta fra M. Tonale e C. Bleis e ad W dalla cresta C. Bleis - M. Serodine.

È in questa zona che si ha il modesto *laghetto di Bleis di q 2494* — ormai in corso di avanzato interrimento —: collocato su un'ampia balconata, long. $1^{\circ}53'39''$ W, lat. $46^{\circ}16'32''$ N, presenta una temporanea e lieve copertura d'acqua soltanto nel periodo successivo al disgelo.

La zona in esame ha il suo limite meridionale nel tratto dell'alta valle Camonica compreso tra Ponte di Legno e il passo del Tonale.

Lo stesso passo del Tonale — q 1883 — è, come ha annotato CASTIGLIONI (1961), un «elevato tronco di valle largo 1-2 chilometri, abbastanza pianeggiante su una lunghezza di circa 4 chilometri».

Ne è nota la vasta torbiera d'altitudine, i cui resti affiorano tuttora nonostante il saccheggio cui è andata ed è soggetta anche in rapporto ai consistenti insediamenti turistico-alberghieri e alla sua perdurante escavazione a fini commerciali.

Secondo CASTIGLIONI il Passo era nel periodo würmiano coperto dal ghiaccio per oltre 500 m, senza fenomeni di transfluenza dal bacino orientale a quello occidentale e viceversa.

A un migliaio di m ~ a S del Passo corre la grande dislocazione insubrica caratterizzata dalla sensibile verticalità del piano di faglia.

3.2 Valle delle Messi

La valle delle Messi si contraddistingue, fra l'altro, per due elementi di tutto rilievo: la consistenza degli apporti idrici al corso dell'alto Oglio; l'ampiezza e l'articolazione morfologica della testata.

Così come ho ritenuto di procedere con la descrizione delle valli di Pezzo e di Viso, inizierò a tratteggiarne gli aspetti partendo dal fondo valle, per poi prendere in esame i due complessi versanti e le relative dorsali.

È innanzitutto da annotare la direttrice omogeneamente rivolta a NW (non emergono cioè varianti imposte da fattori tectonici), con una tipica morfologia da esarazione glaciale.

L'assetto a U è sostanzialmente regolare e costante anche se il profilo trasversale appare parzialmente corretto, a iniziare dal pendio sottostante le baite di Valmanla (q 1972), da potenti e successive conoidi di deiezione su entrambi i versanti.

La valle vera e propria inizia con la spianata a monte della località di S. Apollonia, spianata che si estende fin poco a NW delle Case Silizzi ove si restringe per la confluenza degli affioramenti rocciosi dei due versanti. La sua lunghezza massima è di ~ 825 m, con una larghezza massima di ~ 275 m. Tipica manifestazione di erosione glaciale di fondo, la spianata si ritiene abbia ospitato un bacino lacustre (denominato «lago Silis-si» nella vecchia cartografia della zona), scomparso per riempimento da detriti di falda e da limi.

La direttrice della spianata è NW-SE e il limite a monte è più elevato di quello a valle di ~ 58 m, a causa della formazione di un accumulo terminale di depositi moreni-

ci e di detriti posti a sbarramento che ne hanno via via arricchito la consistenza. I limi si alternano a brevi zone sortumose con isole arbustive e larici, tra cui scorre a meandro il corso del F. Oglio Frigidolfo.

A monte delle Case Silizzi il fondo sale gradualmente e — dopo un breve tratto reso angusto dai motivi morfostrutturali già accennati — si riapre nella seconda, minore spianata delle Case Pradazzo. Da qui ha inizio una serie successiva di gradini costituiti da accumuli detritici e terrosi, commisti a depositi morenici sparsi.

La testata della valle (avendo in realtà a riferimento più gli elementi strettamente topografici che la logica strutturale del bacino vallivo complessivo) si identifica con la successione di salti a gradini erbosi trasversali (risultato dei processi di soliflusso ma in misura non minore del sentieramento del bestiame al pascolo) e depositi detritico-morenici che portano al pendio delle baite di Valmalza.

È infatti in questa località — o, meglio, poco più a monte di essa in coincidenza pressapoco con l'isoipsa 2100 — che la valle è chiusa, a NE, dal grande salto roccioso terminale del vallone che sale al passo di Savoretta (e che si prolunga per tutto il tratto a SSE del lago Nero); a NW dall'analogo salto con cui si conclude la serie di conche e ripiani che procedono in successione e a quote via via più alte sino al passo di Pietra Rossa.

La vallecchia di Valmalza — naturale prosecuzione a NW della valle delle Messi p.d. — è in sostanza un breve e ripido pendio a zolle erbose da criosoliflusso e in parte da sentieramento, con un dislivello di ~ 150-170 m su uno sviluppo longitudinale di ~ 650-700 m. Il pendio termina infatti a ridosso della bastionata rocciosa del lato NW, bastionata con cui termina la sovrastante, ampia spianata sortumosa del Baito di Valmalza (ora sede del bivacco «Linge» del Cai di Pezzo).

Da notare, nella bastionata in questione, episodi di pieghe coricate e anche rovesciate nei micascisti gneissici.

Come s'è detto in precedenza, la valle delle Messi gode di notevoli apporti idrici, le cui componenti prevalenti possono così essere indicate (procedendo nel nostro «itinerario» da valle verso monte):

— sulla *destra idrografica*: dai nevati del versante E del gruppo del M. Coleazzo e dalla zona a gradinata dei laghetti di Monticelli che alimentano il rio dei Tre Rii; dal rio di Monticelli che raccoglie le acque dell'ampio circo a S della cresta congiungente la cima Monticello con la Punta di Monticelli; dalla Vedretta delle Pietre Rosse (versante orientale) e dai nevai, pressoché permanenti, posti alla base del gruppo della Pietra Rossa e del Passo omonimo (le acque di fusione così prodotte si raccolgono nel Rio di Valmalza che forma la cascata a SW delle baite di Valmalza);

— sulla *sinistra idrografica*: dal rio di Gaviola che precipita a cascata a valle delle baite di Valmalza; dal deflusso delle acque del lago Nero e del vallone del passo di Savoretta, con le due notevoli cascate rispettivamente a E e a W delle baite medesime. Le cascate precipitano ai lati delle baite dalla grande bastionata rocciosa a SE del vallone sopra citato, con un dislivello medio del salto d'acqua tra 200 e 230 m.

Considerando il bacino imbrifero complessivamente riferibile alla valle delle Messi e al F. Oglio Frigidolfo che scorre lungo di essa, è possibile rilevare che l'ampiezza della relativa testata è la maggiore tra quelle che chiudono le valli della regione in esame. Tenendo conto dei punti topografici estremi della testata del bacino, coincidenti rispettivamente a SW con la q 3037 (a NW della Punta di Pietra Rossa, lungo la cresta che sale dall'omonimo passo), e a NE con l'anticima NE (q 3138) del M. Gavia, la lunghezza della linea di cresta è infatti di ~ 5200 m.

Nello stesso tempo è da rilevare, come si è osservato all'inizio di questo paragrafo, che la testata della valle delle Messi è morfologicamente articolata — procedendo da SW a NE — in tre segmenti: il vallone che sale al passo di Pietra Rossa; la ripida valle-

cola dominata dalla q 3100 (a occidente del passo di Savoretta); l'ampio vallone che si chiude con il passo di Savoretta lungo la cresta che congiunge la predetta q 3100 con il M. Gavia.

Data la conformazione a marcato emiciclo della testata del bacino della valle in esame, appare utile distinguere nelle annotazioni che seguono:

— il versante della destra idrografica: per maggiore chiarezza nei riferimenti topografici considererò la linea ideale che dal passo di Pietra Rossa si sviluppa — lungo tutta la dorsale Punta di Pietra Rossa - cima Monticello - «cresta Coleazzo» - M. Coleazzo - cima Bleis di Somalbosco;

— la testata vera e propria: dalla già ricordata q 3037 sino al M. Gavia;

— il versante della sinistra idrografica: M. Gavia - Passo di Gavia - M. Gaviola - cima di Caione - cima delle Graole - q 2738.

3.2.1 La dorsale e il versante della destra idrografica

La sua lunghezza complessiva (vedi 0.2.2.1) — misurandone lo sviluppo per la linea di cresta — supera gli 8000 m; è perciò evidente che non possiamo non limitarci a tratteggiarne qui se non gli aspetti morfologici che sembrano più rilevanti.

Sono innanzitutto da passare in rassegna i caratteri litologici fondamentali della dorsale in esame, avendo cioè riguardo ai litotipi prevalenti e soprattutto maggiormente influenti sotto il profilo morfologico; le intercalazioni — ad esempio di anfiboliti, di pegmatiti, e così via, per quanto significative sotto il profilo petrografico — non sembra incidano in generale in misura apprezzabile sull'assetto morfologico (diverso è invece il ruolo di quelle costituite dai calcari cristallini soprattutto in ragione della loro potenza).

La serie di micascisti filladici associati agli gneiss per lo più minuti, formano la dorsale a partire dal passo di Pietra Rossa sino a ~ 200 prima della q 3150 che, a SE della cima Monticello, chiude il ripido e innevato pendio terminale dell'erta vallecchia di Valzaróten (che si apre alla testata dell'alta val Canè, sul versante opposto della dorsale). La «Linea del Mortirolo» segna infatti, nella zona della culminazione prima richiamata, il contatto con la successiva serie di micascisti muscovitici o a due miche (la «Formazione della Cima Rovaia» del Fo. Tirano).

Due importanti eccezioni contraddistinguono il tratto in questione, sotto il profilo litologico: nella zona centrale della parete E della Punta di Pietra Rossa, tra le quote 3212 e 3283, una grande placca di gneiss occhiadino di color chiaro che forma un solido bastione sin quasi alla base della parete. Altro affioramento dello stesso litotipo si sviluppa sull'alto versante sinistro del costone che chiude a NE la piana sortumosa del Baito di Valmalza.

Una seconda eccezione è costituita dal lungo affioramento di quarziti micacee grigie che interessa il versante meridionale della Punta di Monticelli e che prosegue sino al fondo valle ove — dopo la copertura detritica e morenica — si raccorda con il più ampio affioramento del medesimo litotipo sul versante opposto della valle delle Messi. Le quarziti formano così gran parte del precipite versante orientale della punta predetta, dando luogo ad una successione pressoché ininterrotta di netti balzi spesso pressoché verticali, interrotti da brevissimi terrazzini erbosi inclinati.

I micascisti muscovitici — dopo la zona di intersecazione della «Linea del Mortirolo» — proseguono ininterrotti sino al tratto di dorsale che culmina nella q 3097 a NW del M. Coleazzo lungo la c.d. «Cresta Coleazzo»: è appunto nei pressi della q 3097 che si ha il contatto con la serie degli gneiss e dei vasti affioramenti di calcari cristallini, calciferi e — in misura minore — di pegmatiti della «serie del Tonale». Una locale disloca-

zione dà luogo a intensi fenomeni di milonisi nei livelli a pegmatiti che affiorano a monte della vasta sella della Bocchetta di Val Massa. Seguono nuovamente i micascisti muscovitici e a due miche della zona culminante nella cima Bleis di Somalbosco.

Il tratto terminale del versante destro della valle delle Messi, nella fascia basale, presenta un'alternanza di coperture detritiche e affioramenti di micascisti muscovitici, gneiss e ancora calcari cristallini, con un isolato fronte di micascisti filladici subito a W del tratto occidentale della spianata di S. Apollonia.

La morfologia della dorsale propone una notevole variazione di caratteri e di assetti: basti accennare alla presenza della Vedretta delle Pietre Rosse su cui mi intratterò più diffusamente in seguito.

La dorsale inizia a SW del passo di Pietra Rossa con una cresta a guglie a forma di piramide irregolare, spesso resa seghettata dai banchi prevalentemente a giacitura obliqua: è infatti quasi costante la loro immersione a SE lungo quasi tutta la dorsale, salvo locali variazioni del grado di inclinazione.

Il gruppo della Punta della Pietra Rossa è caratterizzato, oltre che dalle due culminazioni principali già citate, da una serie di guglie intervallate da intagli e anguste selle oltre che da numerosi «gendarmi»: tali elementi sono presenti anche per tutto il tratto che precede la Vedretta delle Pietre Rosse e la cima Monticello.

La base del gruppo, sul versante orientale, presenta un pendio a forte inclinazione (mediamente può stimarsi attorno ai 55° ed anche oltre nella fascia superiore), sino al roccioso ed erto versante NE della Punta di Monticelli che chiude a valle il vasto ripiano del baito di Valmalza.

Il pendio è pressoché tutto interessato da una vasta copertura detritica, con più o meno numerose e persistenti lingue di neve: due lunghi e articolati speroni rocciosi si sviluppano, sino alla base del pendio, rispettivamente a NE e a SW del principale lobo orientale della vedretta, con canali dal fondo lungamente riempito di neve oltre che di detriti crioclastici.

Alla base del pendio si estende la già ricordata spianata sortumosa (in più tratti presenta netti caratteri di torbiera d'alta quota) del baito di Valmalza. Essa è contornata a NE da un salto roccioso e detritico che ospita — in uno stretto e ripido canalino — il rio che raccoglie le acque di disgelo che scorrono dalle conche e dai gradoni sottostanti al passo di Pietra Rossa, grazie alla prolungata presenza di neve.

Sull'alto lato destro della spianata si sviluppa un'amplissima conoide detritica conformata a ventaglio, alimentata dagli apporti che provengono dagli erti costoloni che la cingono a NE e a SW; la conoide si stringe via via verso monte sino ad un angusto canyon che taglia lo sperone che scende alla spianata a partire dalla q 3175 posta poco a N della cima Monticello.

Il rio di Valmalza scorre sul lato orientale della spianata con un tipico tracciato a meandro: l'altitudine della spianata si colloca mediamente attorno a 2255 m, con una L massima di 710 m e una l massima di 220.

A oriente del ripiano si susseguono risalti rocciosi tondeggianti, spesso sormontati o affiancati da resti di cordoni morenici a sviluppo longitudinale e perciò coerente alla direttrice della spianata (NW-SE). Tali cordoni appaiono il prodotto dell'apporto delle colate glaciali quaternarie (e in parte stadiali) provenienti, rispettivamente, dalla presumibile seraccata con cui il ghiacciaio di calotta della Vedretta delle Pietre Rosse precipitava lungo il ripidissimo versante orientale dell'omonimo gruppo; e dal vasto circo di testata del passo di Pietra Rossa. Trattasi per lo più di cordoni pressoché paralleli, indicatori di ripetuti flussi glaciali, abbastanza nettamente distinti dai depositi morenici di fondo.

Si è ripetutamente accennato, nelle pagine precedenti, alla Vedretta delle Pietre Rosse.

Posta a cavallo della dorsale in esame, la massima parte del percolamento delle acque di disgelo che ad essa sono direttamente attribuibili contribuisce tuttavia ad alimentare il bacino del rio di Valmanza e pertanto del F. Oglio Frigidolfo.

Appare così appropriato trattarne nell'ambito delle pagine dedicate alla valle delle Messi.

A. DESIO, nella sua magistrale opera sui ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (1967), dedica una particolare attenzione alla Vedretta: sia per i suoi non comuni caratteri morfologici, sia perché trattasi dell'unico ghiacciaio in quella parte del gruppo medesimo che coincide geograficamente con la regione che è oggetto di queste note (i nevati già ricordati del Corno dei Tre Signori, compresa la c.d. «Vedretta di Ercavallo», non possono ormai classificarsi tra i ghiacciai pur se permane una modesta presenza di ghiaccio «morto» nella loro porzione centrale).

Trattasi, nota DESIO, di «un singolare ghiacciaio di dorsale ... a cavaliere della Cima di Monticello (3161 m)» che «invia una colata di ghiaccio entro un largo vallone pensile che scende sul fianco nord-orientale della montagna». Ne è caratteristica preminente, nella porzione sommitale, la forma a semi-cupola da cui emergono — nella tarda stagione estiva — banchi o cumuli di grandi massi rotti a lastroni dalla gelifrazione di micascisti filladici e gneiss.

Dal rilevamento operato da DESIO e dai suoi collaboratori tra il 1918 e il 1961, possono essere desunti i seguenti dati:

- lat. 46°19'10'', long. 2°00'50''
- quota della cima più alta sovrastante: m 3175
- quota del punto più elevato della Vedretta: m 3150
- quota del punto più basso della stessa: m 2900 (a SE)
- lunghezza massima (1926): 450 m
- larghezza massima (idem): 350 m
- area: ha. 28,46 nel 1944; ha. 8,44 nel 1961
- inclinazione media (nel versante SE): 52°.

Originariamente (1926), la vedretta era «fornita di due piccoli lobi frontali... verso NE e verso SE, oltre ad altri minori», lobi alimentati dalla neve accumulatasi nell'area della cupola.

Nel 1960 la vedretta apparve ai rilevatori costituita «dalla sola porzione racchiusa entro il vallone che scende verso la Valmalza, mentre il tratto superiore della calotta e la colata verso la Valzaroten si erano ridotti a campi di neve discontinui». L'arretramento della fronte (a SE) venne misurato in 21 m tra il 1918 e il 1922, di altri 11,50 m tra il 1926 e il 1938.

L'alimentazione della vedretta, per la posizione che essa occupa, è costituita esclusivamente dalla neve di caduta.

Dopo un primo esame di massima compiuto nella zona della vedretta il 20 giugno 1980, il 18 agosto 1981 — anno caratterizzato da precipitazioni nevose singolarmente scarse sia nel corso della stagione invernale che in primavera per gran parte di questa area delle Alpi italiane — ho potuto annotare le seguenti osservazioni:

a) la copertura nevosa si estende sostanzialmente, nella zona della «calotta», nei termini riscontrati dai rilevatori nel 1961: il versante SW, e quindi a valle della linea «ideale» che congiunge la q 3175 con la cima Monticello (q 3161), è coperto da un lieve manto di ghiaccio vetroso grigiastro;

b) sul versante SW della zona sommitale, e pertanto nel pendio a detriti sottostante alla linea «ideale» che congiunge le quote 2992-2997, si hanno abbondanti relitti di ghiaccio «morto», grigioscuro, poco stratificato, con il limite inferiore situato all'altezza dell'isoipsa 2850;

c) sul versante SE (Valzaróten) si hanno modesti relitti di ghiaccio «morto», di co-

lor grigiastro, con consistente copertura nevosa;

d) sul versante NE della zona sommitale, nel ripidissimo vallone che scende verso il ripiano del Baito di Valmalza (a NW, pertanto, della cresta che congiunge la cima Monticello con la punta di Monticelli), permane una consistente copertura di ghiaccio neve che — dopo un «salto» dalla pendenza stimabile tra 70° e 75° (con ghiaccio grigio) — si sviluppa sino al tratto compreso grosso modo tra le isoipse 2700-2650³;

e) sul versante E-SE della cima Monticello, e più precisamente nella conca compresa tra la Cima stessa, lo sperone roccioso che termina a q 2517 (a N della conca) e il tratto di cresta che congiunge ancora la Cima con la q 3141 (a WSW della conca), si hanno lembi staccati di ghiaccio grigio-nero, di modestissimo spessore, sino alla isoipsa 2650.

Riprendendo in esame i caratteri morfologici della dorsale, e proseguendo quindi verso SE, altro elemento di particolare rilievo del versante destro è costituito dall'ampio circo posto a S della già citata cresta cima Monticello-Punta di Monticelli.

Orientato a ESE, il circo è chiuso sul lato occidentale dalla linea «ideale» cima Monticello — q 2874, e a S dal grosso costone roccioso che — a partire grosso modo dalla quota medesima — termina sovrastando il laghetto di Monticelli di q 2305.

L'isoipsa mediana è la 2400, l'ampiezza massima del fondo a dolce pendio è di ~ 1300 m. Il fondo è coperto, sul lato destro, da una grande massa di resti morenici di fondo fortemente commisti a consistenti detriti crioclastici provenienti dalle rocce del grosso costone del fianco meridionale.

A ridosso della cresta che porta alla Punta di Monticelli, in due conche a gradinata, sono collocati i laghetti di q 2605 e q 2489, i cui dati non mi è stato ancora possibile rilevare.

Il versante meridionale di detta cresta presenta un pendio detritico-erboso con alcuni spuntoni e brevi salti rocciosi, sormontato da una lunga zona a sfasciumi: la linea di cresta costituisce un blocco sostanzialmente unitario e immerso a SE con valori superiori a 45° .

A SE del tratto di dorsale e del circo ora considerati, inizia il tratto denominato cartograficamente «cresta Coleazzo» a NE della quale è collocato un altro circo (è la zona dei «Monticelli di Somalbosco»), orientato a NE e caratterizzato da una successione di gradoni rocciosi in micascisti, gneiss, pegmatiti, da una vasta copertura di masi e di detriti crioclastici, conche di escavazione glaciale che ospitano i laghetti di Monticelli.

Il fondo del circo è decisamente ripido, talché il suo dislivello complessivo può essere calcolato in ~ 600 m tra la zona di accumulo della neve alla base della cresta e il netto balzo roccioso terminale — a banchi inclinati, con immersione a SE, inclinati di ~ 45° - 50° — che è disposto a S del Baito di Monticelli. Pendenza e dimensione del circo fan sì che la zona in questione possa considerarsi tra quelle soggette a più consistenti fenomeni valanghivi della valle delle Messi.

Elemento rilevante del circo è costituito, come si è accennato, dalla serie dei cinque laghetti di Monticelli di cui sintetizzo i dati essenziali e sinora disponibili:

— *laghetto di q 2530*: long. $1^\circ 59' 15''$ W; lat. $46^\circ 18' 15''$ N; p massima m 1,00 (presenza di una polla d'acqua nella zona centrale); laghetto di escavazione;

— *laghetto di q 2496*: long. $1^\circ 59' 05''$ W; lat. $4^\circ 18' 13''$ N; p massima m 0,80; laghetto di gradinata;

— *laghetto di q 2464*: long. $1^\circ 58' 55''$ W; lat. $46^\circ 18' 06''$; p massima m 3,70; laghetto di gradinata;

³ Il 17 luglio 1982, nel tratto centrale del lobo, ho riscontrato la presenza di due crepacci paralleli e semiortogonali alla direttrice del flusso, della lunghezza di m 60.

— *laghetto di q 2419*: long. 1°58'45" W; lat. 46°18'09" N; p massima m 3,80; conca sovrascavata in balconata;

— *laghetto di q 2305*: long. 1°58'43" W; lat. 46°18'33" N; p massima 1,25; morfotipo come il precedente.

La «cresta Coleazzo» — che chiude il circo a NW-SE — rappresenta certamente il tratto morfologicamente più articolato — grazie anche alla varia composizione litologica che contraddistingue la «serie del Tonale», qui in misura forse maggiore che più a oriente — dell'intera dorsale, fatta forse eccezione per la cresta NE del gruppo della Pietra Rossa.

Ma è soprattutto nella zona prossima al M. Coleazzo che la varietà degli assetti è notevole e tale da non poter essere tratteggiata se non sommariamente in una nota a carattere introduttivo qual'è questa.

La zona in questione presenta una successione di guglie a torre o a piramide irregolare, alternate a una successione di selle e intagli marcatissimi, con canali-colatoio dal fondo pressoché totalmente coperto di neve al limite del nevato; «vettori» ripidissimi delle masse talora imponenti di detriti crioclastici oltre che di valanghe che si scaricano nelle conche e nei falso-piani sottostanti.

Tuttavia sul profilo complessivo della dorsale nel tratto compreso tra cima Monticello e il M. Coleazzo — e in particolare su quello della «cresta Coleazzo» — tornerò nel paragrafo dedicato alla valle di Canè, dalla quale m'è stato possibile procedere ad un esame più dettagliato della zona di cresta della dorsale.

L'immersione costante a SE dei banchi si associa a valori notevolmente elevati dell'inclinazione, superiori cioè a 50°-60° sino alla verticalità.

Tutta l'area a ENE e SE del M. Coleazzo è da considerarsi una delle zone valanghivo di maggior consistenza di volumi, e di più elevata frequenza (a tal proposito rinvio alla carta schematica delle zone di valanga in fig. 5); gran parte tuttavia delle masse nevose coinvolte dal fenomeno si arresta lungo la linea del ciglio compreso tra i 2300 e i 2200 m di quota, vale a dire al limite terminate dei circhi orientali del gruppo di M. Coleazzo, ad eccezione delle linee di scorrimento segnate in particolare ai nn. 15 e 16 nella legenda alla carta schematica sopra citata.

Proseguendo nella indicazione dei circhi del versante, è da ricordare quello disposto a NE della vetta del M. Coleazzo, analogamente orientato: in esso è situata la zona denominata «Gras degli Spi». Racchiuso tra lo sperone roccioso, dirupato che scende a NE della q 3102 — a monte — e quello parallelo che — a valle del circo — si sviluppa dalla vetta (q 3006) formando la serie delle balze scoscese che si richiamano al dosso di Somalbosco, il circo ha un'isoipsa mediana attorno a 2450 m (grosso modo come il precedente, ma con un minor grado di pendenza).

La presenza dei tre circhi glaciali prima sommariamente descritti deforma evidentemente la struttura del profilo del versante della valle delle Messi: e ciò soprattutto a causa dei balzi rocciosi terminali dei circhi medesimi (come nel caso dei «Corni di Monticelli») e del potente salto a N del laghetto di q 2419).

Appare pertanto necessario — al fine della stima della pendenza media del versante in esame — tener distinto il tratto del profilo compreso tra la linea di cresta e l'isoipsa 2300, da quello compreso tra l'isoipsa medesima e il fondo valle.

L'isoipsa 2300 può infatti considerarsi — sempre in termini medi — il livello terminale delle zone di circo qui considerate. Il tratto superiore denuncia così un valore medio di ~ 35°; quello inferiore di ~ 23°.

Sempre a proposito del tratto inferiore del versante è da rilevare l'alternarsi di vallecole anguste e ripide, molto fittamente colonizzate ad *Alnus*, e di vasti tratti prativi con suoli a gradini erbosi trasversali: dovuti certamente a processi di criosoliflusso ma in buona misura (specie nella zona di raccordo tra il tratto terminale della c.d. vallecola

di Valmalza e l'inizio della valle delle Messi vera e propria; lungo tutto il tratto iniziale, dopo la spianata di S. Apollonia, di quest'ultima) anche a fenomeni di sentieramento da pascolo. In generale il raccordo con il fondo valle è costituito da una copertura a falde detritiche miste a terreni erbosi-terrosi, oltre che a bosco (a prevalente lariceto), soprattutto a partire dalla zona più settentrionale della spianata citata e di quella delle Case Pradazzo.

La dorsale del versante destro si chiude con la massiccia cima Bleis di Somalbosco (q 2638), contraddistinta dagli ampi fianchi dei versanti S e E ove i pendii prativi che si sviluppano fino a 2300-2200 m, succedono vasti lariceti. Una struttura quindi sostanzialmente uniforme e morfologicamente equilibrata, incisa da due solchi vallivi: a E-NE della vetta la valle di Coen che si sviluppa, con apprezzabile ripidità (sede di valanghe) sino a sfociare poco a NW di Pezzo o, meglio, del bivio delle strade per Pezzo e per il Gavia; a W e poi a S-SE, la valle Massa che prosegue nella valle Aperta sin nei pressi di Zoanno.

La valle Massa assume un'eminente rilevanza nella sua parte più elevata: sia perché costituisce la naturale proiezione del circo collocato tra il M. Coleazzo e la C. Bleis di Somalbosco (circo su cui tornerò tra poco), sia perché a monte di essa — e più esattamente a NW della omonima Bocchetta — si hanno quei fenomeni di milonisi per una locale dislocazione di cui si è accennato nella introduzione alle note sulla valle.

Il versante SSE del M. Coleazzo, così come quello orientale della C. Bleis di Somalbosco ospitano due circhi glaciali. Quello più orientale può, a mio giudizio, essere inquadrato nell'insieme dei fattori che hanno contribuito alla formazione della amplissima sella a NW della seconda cima sopra citata: fattori di escavazione glaciale, quindi, oltre che fattori litologici (il contatto tra i diversi litotipi della «serie del Tonale» e i micascisti muscovitici che formano la cima medesima) e quelli tectonici già ricordati.

Procedendo allora da E verso W, il primo circo si dispone con orientamento SE, cinto a N dalla cresta congiungente M. Coleazzo con il dosso di Somalbosco; e — rispettivamente — a occidente della cresta rocciosa che si sviluppa in direzione SE dalla vetta del monte medesimo sino alla q 2430 ~, a oriente della zona di sella sino alla C. Bleis di Somalbosco. L'isoipsa mediana si colloca attorno a 2575 m; la forma del circo è grosso modo trapezoidale.

A sezione circolare è invece il circo a WSW di quello ora indicato, disposto ai piedi della vetta del M. Coleazzo e fiancheggiato da due rupestri creste con direttrice SE: quella orientale che lo divide dal circo precedente, quella occidentale che culmina a valle nella q 2675. L'isoipsa mediana si colloca a ~ 2675 m; la pendenza del fondo è di ~ 24°.

3.2.2 La testata della valle delle Messi

Assumendo in considerazione l'alto bacino della valle (e ciò per le ragioni già proposte in precedenza), pare così possibile sintetizzarne gli aspetti geomorfologici di maggior rilievo (procedendo dalla q 3037 della cresta N W della Punta di Pietra Rossa, lungo il crinale sino al M. Gavia):

— il grande ripiano del circo di testata che sottende il largo valico del passo di Pietra Rossa: isoipsa mediana a 2750 m, a sezione circolare, dalle ampie distese detritiche, rocce montonate, ecc., frequentemente ricoperte da neve per quasi tutto l'anno. Rispettivamente a SW e a NW del valico si sviluppano la già citata cresta NW della Punta di Pietra Rossa e il crinale a sfasciumi, grossi massi e detriti — con rare oasi erbose — che culmina nella

— cima di Savoretta (o Punta di Valmalza), grosso bastione dalla vetta sconnessa

a grandi massi, dalla quale inizia con direttrice NE la lunga cresta che culmina nella q senza nome 3100. La cresta presenta una successione di banchi immersi prevalentemente a SE e pertanto un profilo sostanzialmente seghettato ma privo di particolari accentuazioni morfologiche. È tuttavia da segnalare — quale elemento rilevante sotto il profilo della dinamica dei piegamenti — il fatto che la cresta denunci ancorché brevi motivi anticlinali che provocano locali e nette variazioni del verso di immersione dei banchi;

— la ripida cresta che scende a balzi accentuatamente verticali o subverticali a ENE della citata q 3100 sino all'inizio della lunga e più o meno articolata depressione in cui si colloca la sella del passo di Savoretta. A NNW della sella si estende l'omonima Vedretta in territorio valtellinese. Il lato orientale della testata — e perciò a NE del passo medesimo — non presenta inizialmente rilevanti variazioni di assetto morfologico, ma nella zona più orientale è caratterizzato invece dalla presenza della serie di cime che precedono la culminazione del M. Gavia e che — particolarmente alle quote 3097 e 3195 — assumono una autonoma e definita morfologia a piramide relativamente regolare (data la disimmertia dei rispettivi versanti SW e NW).

Già si è accennato che la testata dell'alto bacino della valle delle Messi è morfologicamente articolata in tre grandi segmenti. Oltre a quello già considerato e che costituisce la zona sottesa al passo di Pietra Rossa, sono da considerarsi il ripido vallone detritico tra la cima di Savoretta e la q 3100; il vastissimo vallone che culmina nella cresta intersecata dalla sella del passo di Savoretta.

Il ripido vallone detritico ha una marcata forma di circo di testata — a sezione circolare —, dal fondo a detriti. Tra gli aspetti morfologici più rilevanti:

— l'accentuata facies filladica nei micascisti della lunga cresta che scende con direttrice SE e con marcata, analoga immersione dei banchi, dalla q 3100 e la cui base si colloca — con un netto dislivello — all'altezza della isoipsa 2500, poco a NE del

— laghetto senza nome di q 2530. Esso è collocato alla base di un breve costone roccioso che si stacca, ancora con direttrice SE, dalla cima di Savoretta. È un laghetto di circo di balconata, difeso a monte da un dosso formato da un consistente deposito morenico (laterale destro del vallone detritico di q 3100) attraverso i cui interstizi percolano le acque che ruscellano dal vallone; mentre gli altri lati sono cinti da detriti e depositi morenici — misti a terra — che formano anche il lieve sbarramento della sponda terminale ove il lago si è aperto il varco per il suo unico emissario. I dati essenziali del laghetto sono i seguenti: long. $2^{\circ}00'00''$; lat. $46^{\circ}20'4''$; L e l massime rispettivamente di m 123 e m 62, p massima di $\sim 4,00$ m.

Il vallone che sale al passo di Savoretta può considerarsi sostanzialmente un solo, grande circo dalla forma irregolarmente trapezoidale. Un ampio ripiano suborizzontale interessa gran parte della zona centrale del circo ad una quota media di 2650 m; in esso, e più precisamente in una lunga conca sovraescavata, si colloca il laghetto senza nome di q 2666. I dati essenziali di esso sono: long. $1^{\circ}59'20''$; lat. $46^{\circ}20'42''$; L e l massime di m 106 e 52, p massima di m 2,50. Le sponde del laghetto sono interamente ricoperte da grandi massi provenienti da frane prodottesi, e che si producono, lungo la cresta che si sviluppa a oriente del vallone.

Il dislivello tra la cresta a monte e la linea terminale del circo è di 650 m con una pendenza media di 18° ; la larghezza del circo, nella zona mediana, è di ~ 1175 m.

Il fondo del vallone presenta ripetuti salti rocciosi, a balze levigate dal ghiacciaio quaternario (non riscontrati invece fenomeni di montonatura), con banchi costantemente immersi a SE; vasta copertura detritica e morenica di fondo con deboli cordature longitudinali. Grandi depositi a detriti non assestati e frequenti, vere e proprie conoidi di massi frammisti a breccie contornano le basi delle creste laterali. Tutta la zona più elevata del vallone — oltre i 2750 m — è interamente coperta da una caotica

aggregazione di massi anche di grandi dimensioni, con alcuni isolati speroni rocciosi emergenti nella parte centrale della zona medesima.

3.2.3 La dorsale e il versante della sinistra idrografica

Mentre la zona della testata presenta, sotto il profilo litologico, una pressoché uniforme composizione a micascisti filladici (che a me sembrano decisamente prevalenti rispetto agli gneiss), i caratteri litologici della sinistra idrografica sono decisamente più variegati.

Da M. Gavia inizia la serie dei micascisti filladici e gneiss interrotta — nella zona che dal passo di Gavia si estende a S-SW fino al lago Nero e a S-SE sino a M. Gaviola — da una ampia area a micascisti «granitizzati» (ANDREATTA, 1954) e a ortogneiss: questi ultimi formano il ripidissimo versante a monte del L. Nero, con evidenti manifestazioni di levigatura. È presumibile infatti che tale versante fosse, nel Quaternario, coperto da una consistente seraccata del ghiacciaio che, dalla vasta piana che si estende oltre il passo di Gavia, precipitava sulla balconata del lago e da qui nella sottostante parte terminale della Valmalza e nella valle delle Messi.

Dalla scoscesa cima del M. Gaviola — a forma di tozza piramide, intersecata da ripidi canaloni a detriti, e vistosi salti di roccia nella fascia centrale — sino al fondo valle, affiora la serie delle quarziti micacee con banchi immersi a SE con inclinazione elevata ($> 70^{\circ}$ - 75°) e che si collega con l'affioramento del medesimo litotipo che scende sul lato opposto sino al fondo valle a partire dal versante meridionale della Punta di Monticelli.

Trattasi della ben nota zona delle c.d. «Rocce Nere» che costituiscono una severa componente del paesaggio del versante.

A SE delle quarziti il versante presenta un'alternanza di litotipi: ai micascisti muscovitici o a due miche succedono infatti gli gneiss e i calcari cristallini della «serie del Tonale» che fasciano anche il tratto basale del versante, salvo una estesa placca di micascisti filladici e gneiss che tornano ad affiorare a SW della cima di Caione attorno a ~ 2650-2550 m.

La base del versante sinistro termina — dopo le rocce già ricordate della «serie del Tonale» — con un lungo sperone di micascisti filladici e gneiss che parte dalla zona a SW della cima delle Gràole e, infine, con i micascisti muscovitici del tratto a monte dell'abitato di Pezzo ove si estende il noto e secolare «bosco sacro», posto a difesa dell'abitato stesso dalle valanghe che si manifestano con relativa frequenza lungo i versanti meridionali della cima ora richiamata.

Vastissima la copertura a detriti crioclastici che caratterizzano tutta la fascia centrale del versante sino alla base delle pareti che sottendono la cresta che prosegue a SE della cima di Caione.

Il profilo del versante sinistro, lungo la sezione ideale che congiunge la cresta medesima (poco a NW della cima delle Gràole, alla q 2900 ~) con il fondo valle — all'altezza delle Case degli Orti — presenta una pendenza media di ~ 29° .

Una importante variazione dei caratteri morfologici complessivi del versante è rappresentato dall'ampio circo che si estende a SE di M. Gaviola.

Il circo, orientato a SSW, ha una marcata sezione circolare con un arco le cui culminazioni a monte sono costituite dal M. Gaviola stesso — q 3025 — e dalla cima di Caione — q 3140 —, arco che alla base delle pareti della testata del circo misura una lunghezza di ~ 1565 m.

Nella zona nordoccidentale del circo il fondo è intersecato da un marcato sperone di gneiss, calcari cristallini e pegmatiti, con una direttrice NW-SE: salvo questa varian-

te, il fondo del circo è pressoché interamente coperto da detriti crioclastici frammisti irregolarmente a resti di depositi morenici. La larghezza massima del circo è di ~ 2050 m, la pendenza media è di 18°, con un'isoipsa mediana di 2650.

Anche per il versante in esame, mi limiterò ad annotare gli elementi morfologici di maggior rilievo (oltre il grande circo ora esaminato).

Il M. Gavia — q 3223 — domina da occidente la grande piana omonima e costituisce un netto termine di riferimento — topografico quanto morfologico — per chi, dall'opposto versante dell'alta Val Camonica, guardi a N.

È infatti ben marcata la sua morfologia a piramide che, verso l'alto, si trasforma in torrione slanciato, dalla vetta a sfasciumi di massi e arrotondata nella parte terminale.

Dalla vetta si dipartono rispettivamente a SSE e a SE due lunghe creste seghettate per l'immersione a SE dei banchi filladici — spesso a giacitura in fitte e sottili stratificazioni —, con valori di inclinazione che raggiungono o superano i 75°; tra le due creste (quella a SSE si biforca a sua volta in due crestine minori) è collocato un circo di testata dal fondo reso particolarmente ripido da salti a gradoni cosparsi di detriti. Diffusi campi di neve si estendono lungo pressoché tutta la base dei versanti delle creste.

Amplissima è la larghezza della sella del passo di Gavia, salvo alcuni spuntoni: essa presenta — vista da S — un profilo ad arco semiellittico.

Altro elemento rilevante del versante è la grande balconata del lago Nero. Subito a valle della balconata domina la grande bastionata a speroni rocciosi e canaloni che forma l'imponente salto delle cascate che precipitano ai lati delle baite di Valmalza. La bastionata, poco sopra la cascata di NW, presenta un lungo addolcimento del profilo che precede l'inizio della dorsale destra del vallone del passo di Savoretta, a partire dalla q 2739. L'immersione a SE dei banchi è anche in questo caso costante, con valori di inclinazione superiori ai 50°.

I dati essenziali del lago Nero possono così sintetizzarsi: q 2386; long. 1°58'14" W; lat. 46°20'07" N; L e l massime di m 440 e m 300; p massima m 12,5. Poco a oriente del lago si trova un altro minore specchio d'acqua (q 2399), collegato al l. Nero da un canalino manufatto in terra. I dati relativi al secondo laghetto sono: long. 1°58'02" W; lat. 46°20'07" N; L e l massime di m 80 e 40, p massima di m 2,00.

È da annotare infine la spianata a torbiera a E del lago Nero con una potenza dei sedimenti che varia da 0,45 m a 0,65 m ~.

Tornando alla linea di cresta che si sviluppa dalla cima di Caione con direttrice S-SE, se ne deve rilevare il carattere marcatamente rupestre, a dirupi e costoni, con frequenti salti verticali, talché non vi si ha traccia di morfostrutture di origine glaciale.

Evidente è il profilo disimmetrico dei versanti della cima, se si tien conto della forma del versante opposto, prospiciente il «Piano di Ercavallo».

Anche il crinale nel tratto compreso tra la cima di Caione e quella delle Gràole (tipica la forma a bastione, in questo secondo caso), ha caratteri analoghi, pure nel tratto successivo alla sua culminazione; le pareti sono pressoché verticali soprattutto a partire dal passo delle Gràole (q 2812), in coincidenza con la zona di contatto tra i litotipi della «serie del Tonale» e i miscascisti muscovitici della c.d. «Formazione della Cima Ro-vaia».

Alla base della cresta si estende un vasto pendio a detriti crioclastici, interrotto a circa 2/3 da un'ampia copertura erbosa fittamente colonizzata ad *Alnus*.

La consistenza dei depositi detritici in questione, la pendenza del versante (in media, s'è già osservato, il valore è di ~ 29°), danno luogo a frane periodiche di scivolamento.

In direzione dell'abitato di Pezzo, come s'è già osservato, il versante ospita il «bosco sacro».

3.3 Val di Canè

Con una lineare e uniforme direttrice NW, la val di Canè si sviluppa parallela a occidente della valle delle Messi. Ma è forse, questo, l'unico carattere morfologico che essa ha in comune con quest'ultima, presentando invece un'ampia serie di «motivi» e litologici e strutturali — e di assetto complessivo — decisamente distinti.

Il chiaro profilo trasversale a U, sostanzialmente simmetrico; il fondo omogeneamente piatto (e a graduale pendenza verso SE) ancorché coperto da consistenti depositi morenici di fondo, fortemente commisti a detriti di frana a varia classazione — soprattutto nella porzione centrale —; la vasta spianata della testata, contribuiscono a dare della val di Canè un'immagine esemplare di valle glaciale.

A tutto ciò si aggiunga il netto dislivello tra il tratto terminale del solco vallivo vero e proprio — che può collocarsi a ~ 1600 m, a monte del ponte della Valle di q 1520 —, e il punto di confluenza del T. Fumeclò nel F. Oglio, dislivello di ~ 500 m: detto dislivello le attribuisce il carattere di valle sospesa, anche se il pendio, in detto tratto, appare fortemente colmato da detriti morenici e alluvionali.

Altro fattore morfologico ben distinto è costituito dalla struttura del sistema idrografico: gli apporti al T. Fumeclò provengono in misura assolutamente prevalente dalla zona di testata, e in particolare da NW e da NE, cosicché il relativo bacino può definirsi «semplice» e tale da contribuire a rendere uniforme il solco vallivo.

Sotto il profilo litologico, procedendo da NW verso valle, possiamo annoverare i seguenti litotipi fondamentali:

— il complesso eruttivo delle dioriti quarzifere, gabbrodioriti, granodioriti e graniti del massiccio delle cime di Glere e, nel gruppo delle cime del Tirlo, delle culminazioni di q 2786, 2711 e del massiccio torrione di q 2819 (oltre che delle cime delle Relle, q 2611 e q 2519, che già rientrano nell'ambito della val Grande);

— la serie dei micascisti muscovitici o a due miche che la «Linea del Mortirolo» separa a monte (verso NW) dalla serie intrusiva ora citata (più precisamente sul versante N della q 2929 del gruppo delle cime del Tirlo); e, sempre a monte ma verso NE, dai micascisti filladici e gneiss che si espandono verso l'alto anfiteatro collocato tra le cime di Pietra Rossa (q 2860 e q 2867) e la cima Monticello (q 3161). La serie dei micascisti muscovitici, si sviluppa rispettivamente: lungo la dorsale occidentale sino alla sella (posta a ~ q 2780) successiva alla anticima SE di q 2833 della c. Mattaciul, scendendo alla base della dorsale medesima sin nei pressi dei ruderi della malga del Plazzo della Caséra; lungo la dorsale orientale, seguendo la linea di cresta, sino alla breve sella tra q 3036 e q 3087 (a NW del M. Coleazzo), e alla base di detta dorsale sino a ~ 380 m a valle del ponticello di q 1997. Dai limiti sopra indicati inizia

— la «serie del Tonale» a gneiss, calcari cristallini, calcefiri, con frequenti filoni pegmatitici, che forma tutto il tratto della dorsale e del versante occidentali sino alla sella posta poco a monte dei c.ni della Torre; nonché il tratto della dorsale e del versante orientali sino al versante sinistro idrografico della laterale vallecola di Stol.

A valle dei limiti così tratteggiati riprende ad affiorare la serie dei micascisti muscovitici o a due miche (la c.d. «Formazione della Cima Rovaia») che prosegue lungo il tratto terminale della Valle per entrambi i versanti.

A differenza del criterio adottato nella precedente descrizione dei caratteri geomorfologici della valle delle Messi, nel caso della val di Canè inizierò con l'analisi della zona della testata; per poi far seguito con l'esame delle due dorsali e dei rispettivi versanti.

3.3.1 La zona della testata

Gli elementi più rilevanti della zona della testata pare a me siano così sintetizzabili:

a) l'ampia spianata basale a sezione emiciclica che si estende a N-NE del Plazzo della Caséra e che si raccorda con i versanti rispettivamente nordoccidentale e nordorientale con ampie coperture di falde detritiche. Gli apporti dei detriti crioclastici provengono: per il primo versante, dal ripidissimo vallone che sale a S della vetta orientale del gruppo delle cime di Glere (q 2700) sino al circo glaciale sospeso il cui limite settentrionale è costituito dalla vetta più elevata del gruppo citato (q 2776), e quello meridionale coincide con la vetta più elevata delle cime del Tirlo (q 2929). Trattasi di un circo a sezione circolare orientato a E, con un'isoipsa mediana di ~ 2600 m. Per il secondo versante dalla non meno ripida ma ben più lunga Valzaróten che sale con direttrice prima NE e poi NNW verso la q 3150 culminante a valle della zona di dorsale che ospita i resti della Vedretta delle Pietre Rosse.

La spianata è chiusa a N e NW dai balzi rocciosi — spesso decisamente verticali — della cima orientale di Glere; a W della successione di gradoni prevalentemente erbositerrosi, di brevi spuntini rocciosi che gradatamente ma con dislivelli via via più marcati salgono sia verso il passo di Glere che verso il già citato anfiteatro racchiuso tra le cime di Pietra Rossa e la cresta che le collega con la cima Monticello.

L'anfiteatro in questione costituisce così un ampio circo di monte che sovrasta la testata, con una lunghezza di ~ 500 m e una larghezza (nella zona mediana) di ~ 370 m.

Nella zona terminale — a balconata — dell'anfiteatro sono collocati due laghetti senza nome (talora denominati da alcuni AA. «Laghetti di Pietra Rossa» e da altri «Laghetti di Fumeclo») i cui dati essenziali sono i seguenti:

— *laghetto di q 2583*: long. 2°01'15" W; lat. 46°18'04" N; L e l massima rispettivamente di m 72 e m 52, p massima di m 0,25 (entrambi i laghetti registrano infatti un processo di interrimento per apporto di limi e detriti);

— *laghetto di q 2580*: long. 2°01'18" W; lat. 46°18'04" N; L e l massima di m 15 e m 8, p massima come per il laghetto superiore;

b) la presenza del già ricordato affioramento di rocce intrusive che culmina nei due distinti gruppi delle cime di Glere e del Tirlo (gruppi sulla cui morfologia tornerò nell'ambito della descrizione della dorsale della destra idrografica).

La rilevanza dell'affioramento in questione, anche sotto il profilo strettamente morfologico, è notevole. Non è meno rilevante il ruolo che esso ha giuocato sotto il profilo strutturale: sia perché l'intrusione ha prodotto una parziale interruzione del decorso della «Linea del Mortirolo», sia soprattutto perché — come ritengono gli estensori delle Note illustrative al Fo. Tirano della Carta Geologica — essa ha determinato una sia pur locale inflessione del piegamento anticlinale;

c) infine, nel tratto settentrionale della testata, la presenza della dislocazione ora menzionata e che si sviluppa lungo l'erto e rupestre fianco destro idrografico della Valzaróten. Non pare a me che tale segmento abbia quanto meno direttamente determinato la formazione della ripida e lunga vallecchia in questione, considerato che la dislocazione che separa i micascisti filladici da quelli muscovitici corre in alto per la parete occidentale del versante destro. Sembra cioè di poter dire che la Valzaróten sia da considerarsi essenzialmente un ampio canalone detritico-erboso (con fenomeni marcati di soliflusso da gelifrazione ma anche da sentieramento del bestiame), fortemente inciso e via via allargato dal flusso glaciale quaternario proveniente dall'antica calotta delle Pietre Rosse il cui sviluppo longitudinale (NW-SE) può stimarsi fosse originariamente non inferiore a ~ 750 M.

È in ogni caso motivo di riflessione il fatto che l'immersione dei banchi presenta un verso SE a occidente del solco della Valzaróten, mentre il verso è marcatamente S

lungo il lato orientale del solco medesimo, particolarmente nel tratto a valle della q 2594.

3.3.2 La dorsale e il versante della sinistra idrografica

Partendo dall'anfiteatro posto a monte della zona di testata, la dorsale inizia con la quota più elevata — 3150 — della zona sud-orientale del pianoro della Vedretta delle Pietre Rosse.

Mentre, verso S, si sviluppa — grosso modo a partire dalla q 3076 — un massiccio costone dirupato (con banchi inclinati a SE anche $> 75^\circ$) che forma il lato destro idrografico della Valzaróten (dalla caratteristica successione di incisioni semiparallele nella copertura detritica e detritico-erbosa, prodotte dal deflusso delle acque di disgelo); il crinale digrada dalla q 3150 dolcemente, tra massi e sfasciumi detritici, verso q 3141 (ed è in questo tratto che si ha la nota dislocazione del Mortirolo e il contatto tra micascisti filladici e micascisti muscovitici).

Con costante inclinazione dei banchi per valori $> 55^\circ$ - 60° , il crinale segna, dopo la q 3141, un netto abbassamento sino all'ampia espressione detritica di \sim q 3000 che precede l'elegante culminazione, dalla marcata e regolare simmetria dei versanti nordoccidentali e sudorientale, della q 3046.

Ritengo che tale culminazione possa identificarsi con la «Piramide di Somalbosco» così denominata dal BONACOSSA (1915) che le attribuì una quota di \sim 3050 m (mentre non mi è agevole identificare la «Piramide di Somalbanò» di 3091 cui accenna DESIO (1967), denominazione e soprattutto quota che non hanno alcun riscontro cartografico: appare plausibile che trattisi della stessa culminazione con diversa valutazione della altitudine di vetta).

Un grande sperone roccioso scende, a SE della cima in questione, verso il fondo valle, affiancato da ampie colate detritiche dal tipico colore rossastro del litotipo dei micascisti muscovitici.

A valle della «Piramide» il crinale digrada lungamente e gradualmente sino al punto di massima depressione identificabile con la q 2952, con spuntoni immersi diagonalmente a SE alternati a detriti sparsi. Dalla depressione il crinale risale più decisamente sino alla culminazione di q 3097.

È in questo tratto e, più particolarmente dopo la q 3036 che — lungo la scoscesa parete che sovrasta la zona a valle della testata — ad una altitudine compresa tra le isoipse 2900 e 2800 ~, si manifesta una grande piega coricata vergente a SE.

Ed è sempre nella zona successiva alla quota sopra citata che si ha il passaggio alla composta «serie del Tonale»: in particolare sul versante SW della culminazione di 3102 i banchi di gneiss presentano, attorno alla metà della parete, una retroflessione dell'immersione che dà luogo ad un'ampia piega foggiate ad anticlinale. La parte superiore della piega presenta i banchi immersi a SE con inclinazione $> 80^\circ$; in quella centrale si registra una sostanziale verticalità per poi riprendere l'inclinazione tra 70° e 80° , ma con verso d'immersione NW.

Dalla predetta q 3102 l'inclinazione dei banchi (l'immersione è costantemente a SE) si mantiene $> 75^\circ$ - 80° (talora con locali pieghe ad andamento sinuoso): il versante sudorientale della culminazione è così pressoché verticale sino alla sella detritica di \sim q 3000.

Il crinale, dopo tale sella, è contrassegnato da una stretta ma regolare culminazione a piramide (q 3061), cui segue un netto intaglio a \sim q 2950.

È evidente che la movimentata morfologia di questo tratto della «cresta Coleazzo» trova le sue cause preminenti proprio nell'accentuatissimo grado di inclinazione dei

banchi di gneiss quanto dei calcari cristallini: questi ultimi danno luogo anche a brevi guglie dai netti contorni.

La dorsale termina infatti con la triplice culminazione del M. Coleazzo (la cui vetta è a q 3006, mentre la più elevata culminazione è la q 3030), talché gli intagli che le separano assumono la forma di V vergenti a SE.

Sulla grande sella che collega il M. Coleazzo con la C. Bleis di Somalbosco ci siamo già intrattenuti, tracciando le note relative al versante destro della valle delle Messi.

Merita invece un breve cenno il circo glaciale che si apre con sezione circolare e intagliato nei banchi fortemente inclinati con immersione a SE, a SSW della vetta del M. Coleazzo: il circo costituisce la testata dell'alta valle di Stol. Esso presenta un ripidissimo fondo detritico, con un'isoipsa mediana a 2700 m.

È da notare che trattasi dell'unico circo presente in tutto il versante sinistro idrografico della valle di Canè (così come quello sospeso tra le cime di Glere e le cime del Tirlo — già tratteggiato in precedenza — e il circo a N delle cime di Glere, cui accennerò tra poco, sono i soli circhi del versante destro).

Tali elementi portano a formulare una importante considerazione circa la storia «morfologica» della valle di Canè, nel senso che lungo i suoi versanti non si hanno né circhi frontistanti né tanto meno ripiani che possano consentire di ipotizzare la preesistenza di livelli di base di valli successivamente scomparse per l'azione di escavazione glaciale.

Lo stesso valore medio della pendenza del profilo dei versanti, piuttosto elevato rispetto a quello dei versanti delle valli considerate nelle pagine precedenti, testimonia una morfostruttura che non dovrebbe aver segnato — rispetto alla fase precedente lo stesso Quaternario — sostanziali variazioni.

La pendenza media del versante sinistro — tra la testata e il ponte di q 1805 —, versante contrassegnato da pareti e speroni rocciosi spesso semi-verticali, canali e solchi da gelivazione, è di 32°; nel tratto a valle del ponte predetto, il versante è in prevalenza boschivo e prativo ma anch'esso caratterizzato da una pendenza media apprezzabile: 27°. L'unica vallecola è quella, già citata, di Stol, il cui solco si fa via via più ripido salendo sino al citato circo del M. Coleazzo (notevole la grande placca a bianchissimi calcari cristallini, a ~ metà del versante destro).

Il raccordo tra il versante il fondo valle è in copertura da falde detritiche nella porzione settentrionale della Valle, e detritico-terrose con larghe zone a bosco e prati in quella meridionale (è possibile notare che analoghi caratteri presenta il versante destro).

A SSE della C. Bleis di Somalbosco si sviluppa la vallecola de «il Rio» (si veda in proposito il par. 0.1.4) e la ancor più modesta «Vallicella» più a SW.

3.3.3 La dorsale e il versante della destra idrografica

Analogamente al criterio adottato nell'esame della dorsale opposta, inizierò con la quota più elevata della zona sud-occidentale della Vedretta delle Pietre Rosse: vale a dire con la culminazione di q 3101 da cui inizia, con direzione SW, una cresta a sfasciumi e detriti. Dopo un'ampia depressione, le cime di Pietra Rossa — rispettivamente a NE la meno elevata, q 2860, e a SW quella di 2867 — costituiscono in successione due culminazioni rocciose arrotondate a cupola, con massi e sfasciumi: il relativo versante della val Grande è invece ripidissimo, talora a tratti semiverticali, e segnato da canali e solchi minori.

Una marcata e ampia sella rocciosa a q 2679 segna qui il limite nord-occidentale dell'anfiteatro di cui si è parlato nel par. precedente.

La sella è seguita — procedendo sempre verso SW — da due successive culminazioni senza nome, q 2747 e q 2739, divise da un'altra breve sella rocciosa ed erbosa a ~ q 2685; da essa scende verso SE un valloncetto a sfasciumi, detriti crioclastici, con lingue di neve (anche di grandi dimensioni) soprattutto alla base settentrionale della culminazione di q 2739. Il valloncetto termina con un breve ripiano sortuoso, circondato da roccette affioranti da un terreno a cuscinetti erbosi da soliflusso per gelivazione.

La culminazione di q 2739 — dalla vetta a spuntoni, rocce rotte e frequenti diaclasi — presenta una parete verticale a N (versante sinistro dell'alta val Grande), balzi rocciosi a NE e SE, mentre digrada dolcemente a SW con un lungo tratto a massi, sfasciumi e detriti: qualche breve salto roccioso.

È degno di nota il fatto che la culminazione in questione presenta — nella zona sommitale — una inversione del verso di immersione dei banchi a micascisti filladici e gneiss, inversione dovuta ad una breve piega anticlinale (direzione dell'asse NE-SW). La volta della piega coincide grosso modo con la porzione più elevata della culminazione: talché i banchi, immersi a SE verso l'ampia sella di q 2675 ~ (di cui si tratterà tra breve), assumono un comportamento suborizzontale e poi via via si immergono a NE con un'inclinazione $>75^\circ$ verso la già citata sella roccioso-erbosa di q 2685.

È presumibile che tale piega locale sia da attribuirsi alla pressione esercitata dalla emersione — nel corso dell'orogenesi terziaria — del massiccio eruttivo dioritico qui rappresentato dalle cime di Glere.

Tornando all'ampia sella di q 2675 ~ (dovrebbe trattarsi del «Passo di Glere» così denominato da BONACOSSA, 1915, che gli attribuì un'altitudine di 2693 m), essa costituisce un caso esemplare di depressione di crinale dovuta al contatto tra le dioriti, gabbrodioriti e granodioriti del citato massiccio eruttivo — a S della linea mediana della sella — e la serie di micascisti filladici e gneiss della c.d. «Formazione della Punta di Pietra Rossa», a N di tale linea.

Tutta la zona della sella e gran parte del pendio orientale che inizia da essa, sono interessati da diversi tipi di metamorfiti che — per varietà cromatiche e passaggi graduali da un litotipo ad un altro, molto spesso in uno stesso masso (gneiss «dioritici», ecc.) — propongono uno straordinario esempio di zona di contatto.

È anche degna di nota la consistente differenza degli effetti dell'erosione da gelificazione sulle rocce della sella e del pendio: a N micascisti e gneiss a lastroni più o meno irregolarmente sovrapposti, a S il gruppo delle rocce eruttive con massi romboidali e a parallelepipedi.

A S della sella, dunque, si erge la bastionata del gruppo dioritico delle cime di Glere in cui possiamo distinguere:

— la cima occidentale, q 2764: è un tozzo e largo bastione a culminazione suborizzontale (la zona di vetta è infatti pianeggiante, con sfasciumi di massi e detriti); il versante N digrada verso il «Passo di Glere» a brevi balzi, paretine, vasti accumuli di massi e detriti; quelli a S e SE precipitano a balzi verticali verso il circo di monte sospeso di cui si è già trattato a proposito della zona della testata delle val di Canè; verso NE ancora paretine e gradoni;

— la cima centrale (la più elevata), q 2776, è una piramide irregolare unita alla precedente da una cretina a guglie e «gendarmi»;

la cima orientale, q 2700, è una bastionata a triplice articolazione (così appare più nettamente dalla spianata della testata). La parete SE è divisa da due profondi canali semiverticali. A ~ metà della parete si ha un inclinato breve ripiano erboso-detritico; la base orientale e quella meridionale della cima sono fasciate da accumuli di massi e sfasciumi detritici.

Sul versante N del gruppo si estende un ampio circo a sezione circolare, con una larghezza e lunghezza massime rispettivamente di m 780 ~ e di m 270 ~; isoipsa me-

diana a m 2675; fondo colmato da una notevole quantità di massi e detriti crioclastici e fasciato a S (base delle pareti del gruppo montuoso) da una consistente zona a nevato.

Ai piedi della cima di Glere di q 2700, sul versante N, e quindi sul lato orientale del circo sopra indicato, è ospitato un laghetto non cartografato sulla Tavoletta IGM «Val Grande». Ho potuto rilevare i seguenti dati: altitudine m 2570 ~; Long. 2°01'21''; Lat. 46°17'45''; L e l massime rispettivamente di m 45 e 12, p massima di ~ m 3,25. Trattasi di un laghetto intermorenico, con fondo a massi e limi.

A N del laghetto si estende un'ampia conca di escavazione glaciale, delimitata a valle da due e forse tre brevi archi morenici, disposti in successione e pressoché paralleli, con direzione NE-SW, a q 2510 ~. È presumibile si tratti di archi morenici stadiali post-würmiani, decisamente recenti in quanto non ricoperti da cotica erbosa che invece li circonda alla base. È da notare, a monte degli archi in questione, la formazione di ristrette zone di ristagno idrico da disgelo, con ambiente pre-sortumoso: nello stesso tempo, ortogonalmente alla direzione dell'arco disposto più a monte, insistono flussi detritici arginati dall'arco medesimo.

Infine a NE della cima di Glere orientale si sviluppa un ampio vallone che termina semi sospeso sulla testata della val di Canè; sulla sua destra si estendono rocce levigate e scanalate dai ghiacciai, mentre nel solco si allungano rocce montonate, disposte longitudinalmente.

Il gruppo delle cime di Glere è unito a quello delle cime del Tirlo da due creste che sono orientate, rispettivamente: a W, dalla citata q 2764 (la cima occidentale) sino alla culminazione di q 2786 delle cime del Tirlo; a E, dalla cima orientale di q 2700 sino alla vetta più alta del gruppo del Tirlo (q 2929).

Avendo riguardo al versante destro della val di Canè è opportuno soffermarsi particolarmente sulla seconda delle due creste.

Essa è costituita inizialmente da una successione di spuntoni e «gendarmi» veri e propri, cui segue un'ampia sella — più erbosa che detritica —: a SE della sella si colloca l'ampio e ripido vallone detritico di cui già si è accennato nell'esame della zona di testata: a NW si ha il circo sospeso.

Seguendo la direttrice della cresta (S), dopo il netto torrione di q 2661, essa sale ripidissima — con una breve depressione — sino alla vetta di q 2929 delle cime del Tirlo.

È sul lato SW della base del ripido vallone sotteso alla sella suddetta che si rende evidente il contatto tra le dioriti e la serie di micascisti muscovitici appartenuti alla c.d. «Formazione della Cima Rovaia», dando luogo alla presenza di metamorfiti, con diffusa presenza di filoni pegmatici e aptitici che si sviluppano lungo il versante settentrionale della vetta sopra ricordata. Ed è ancora lungo il medesimo versante che corre la «Linea del Mortirolo».

È allora necessario distinguere, nell'ambito del gruppo delle cime del Tirlo, la zona a dioriti — e delle altre rocce eruttive ad esse associate — dalla zona a micascisti muscovitici.

Appartengono alla prima zona la culminazione di q 2786 e q 2711, oltre all'elegante e massiccio torrione di q 2819 dalla vetta resa quasi accuminata dai grandi lastroni che la conformano e dalla quale si dipartono i ripidissimi spigoli tra cui si articolano le pareti dai frequenti diedri (quella sud occidentale è tagliata da un lungo «camino» diagonale).

Appartengono alla seconda zona le quote più elevate, 2929 e 2906, tra le quali corre una cresta seghettata a «gendarmi» e brevi culminazioni a forma di piramide irregolare. I banchi sono immersi a SE con inclinazione superiore a 65°: tipici i grandi piastroni con lucide superfici di stacco da gelifrazione.

È non meno degna di interesse la morfologia della sottile cresta che unisce la q 2819 (in diorite) alla q 2906 (in micascisti): dalla cresta si sviluppa infatti verso SW (sia-

mo pertanto oltre il limite occidentale della val di Canè) un largo e ripidissimo vallone detritico in cui sono distinguibili un flusso di detriti grigio-chiari di dioriti, un flusso di detriti rossastri di micascisti.

La cima del Tirlo di q 2906 presenta verso SE una cresta a spigolo — con banchi immersi in identica direttrice — che scende ripida alla lunga sella detritica suborizzontale di q 2806, interrotta da un grosso «gendarme» a rocce rotte.

Dopo la sella si elevano le due culminazioni della C. Mattaciul: rispettivamente a NW la più elevata, q 2852; a SE la più bassa, a q 2833. La cresta, tra le due cime, è interrotta da un tozzo «gendarme».

Ma ciò che maggiormente merita attenzione è il fatto che alla cima di q 2852 i banchi immergono a NW con inclinazione tra 65° e 70° , costituendo così il fianco settentrionale di una piega anticlinale il cui fianco meridionale inizia con il tozzo «gendarme» e si completa con la culminazione della seconda cima — q 2833 —: i banchi del fianco meridionale immergono a SE con una minore inclinazione (tra 55° e 60°).

La cerniera della piega, frantumata dagli agenti erosivi (sicché la volta è in buona parte scomparsa) può stimarsi posta all'incirca alla metà del tratto di cresta che corre tra la q 2852 e il «gendarme»: la direzione della piega è NE-SW.

Tutto il crinale — a partire dalla citata q 2852 — presenta una costante copertura a sfasciumi dei resti dei banchi immersi diagonalmente rispetto alla linea del crinale medesimo, la cui conformazione è mediamente abbastanza ampia da non potersi parlare di cresta.

Analogamente si presenta l'ampia sella che divide — a ~ 2780 m — la q 2833 della c. Mattaciul dal M. Bles, q 2826. La sella in questione segna il contatto tra i micascisti muscovitici o a due miche e gli gneiss e i calcari cristallini della «serie del Tonale».

Il ripido crinale sud orientale del M. Bles segna l'inizio di una morfologia ben diversa: brevi guglie e torrioni si alternano a secchi intagli a V: e ciò a causa dell'alto grado di inclinazione dei banchi della «serie» citata (oltre 75° , con frequenti episodi di sostanziale verticalità più si procede verso SE). Una grande piega coricata è esposta nei calcari cristallini sulla parete orientale del monte in questione.

Si ripetono pertanto anche in questa zona taluni motivi e tectonici e morfologici già riscontrati nel gruppo del M. Coleazzo, con i medesimi litotipi.

Complessivamente il M. Bles, dai fianchi ampiamente fasciati dal litotipo a calcari cristallini, è espressione di una morfologia estremamente tormentata, con una netta incidenza dei fattori strutturali.

L'elevato grado di inclinazione dei banchi di gneiss e di calcari cristallini — da $>75^\circ$ sino alla verticalità — fa sì che tutto il versante di val Canè del M. Bles sia altamente articolato in una successione di canali con ampie conoidi terminali, grandi vettori di materiali da gelificazione.

È da ricordare in proposito la grande frana di stacco prodottasi — nel corso di un violento temporale — nella notte del 16 agosto 1981, tra la sella di ~ 2780 e la parte E del M. Bles: un numero elevatissimo di massi, dal peso stimabile in parecchie tonnellate, è precipitato lungo il canale a monte della cava di marmo di q 1980, sino a raggiungere il lariceto del fondo valle e il T. Fumeclò deviandone il corso per ~ 15 m verso E, su una lunghezza di ~ 70-80 m.

Alla rupestre morfologia del M. Bles segue un graduale addolcimento della dorsale, già dopo la culminazione di q 2758: segue una breve sella erbosa che precede la zona dei C.ni della Torre, zona in cui la «serie del Tonale» torna ad essere sostituita dai micascisti muscovitici o a due miche.

Da notare che il passaggio tra le due serie litotipiche in questione è segnato da una ripidissima vallecchia di erosione che incide tutto il versante destro della valle sin di fronte alla località Cortebona, nel fondo valle.

Rilevante, lungo il dosso erboso a valle dei C.ni della Torre, una netta diaclasi ortogonale alla direzione dei banchi.

La pendenza media del versante in questione risente evidentemente dei caratteri strutturali e morfologici che sono stati tratteggiati: nel tratto compreso tra la testata e il ponte di q 1805, essa è di 36° ; in quello successivo di 35° . Nella zona medio-inferiore del versante a valle del ponte citato si ha una consistente copertura ad arbusti e larici con una maggiore densità del lariceto attorno ai dolci pendii prativi delle Case del Ponte e delle Case Vialazzo.

La dorsale scende infatti gradatamente con prati alternati a lariceto e poi con coltivi sin sopra l'abitato di Canè.

Ben diversi sono invece i caratteri morfologici del versante opposto della dorsale ora esaminata, in particolare nel tratto compreso tra il gruppo delle Cime del Tirlo e il M. Bles, soprattutto a causa della presenza di una successione di circhi glaciali e ampie distese ripide di detriti crioclastici.

L'esame di tale versante verrà inquadrato nella descrizione dei caratteri geomorfologici del versante sinistro della Val Grande.

BIBLIOGRAFIA

- 1) ANDREATTA C., 1948 a - *La tettonica «a vortici» nei monti della Val di Sole*. «Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis., Mat. e Nat.», v. 5, Roma.
- 2) ANDREATTA C., 1948 b - *La «Linea di Peio» nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. «Acta Geol. Alpina», Ist. Min. Petr. Univ., Bologna.
- 3) ANDREATTA C., 1954 - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale*. «Acta Geol. Alpina», Ist. Min. Petr. Univ., Bologna.
- 4) *Arctic and alpine environments*, ed. by IVES D.I. - BARRY R.G., 1974, Methuen, London.
- 5) ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S., SCHIAVON E., 1980 - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebù-Cevedale-Corno dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi orientali)*. «Rend. Soc. It. Min. Petr.», 36 (1), Milano.
- 6) ARTINI E., 1964 - *Le rocce*. Hoepli, Milano.
- 7) AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P., 1975 - *Précis de géologie. 3 Tectonique, tectonophisque, morphologie*. Dunod éd., Paris.
- 8) VAN BEMMELEN R.W., 1966 - *The structural evolution of the Southern Alps*. «Geol. Mijnb.», 45, Utrecht.
- 9) BERRUTI G., 1977 - *Il Catasto dei Laghi bresciani*. «Natura Bresciana», 13, Brescia (prosegue nei nn. 14, 15, 16, 17).
- 10) BERRUTI G., 1977 - *I calcari cristallini nella Formazione degli Gneiss del M. Tonale*. «Natura Bresciana», 13, Brescia.
- 11) BIANCHI A., DAL PIAZ G.B., 1940 - *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello*. «Boll. R. Uff. Geol. d'It.», v. LXV, Roma.
- 12) BIANCHI POTENZA B., NOTARPIETRO A., 1977 — *La «Formazione di Valle Grosina»: revisione dei suoi aspetti petrografici in un nuovo contesto geologico. I. - Gli «gneiss granitoidi»*. «Rend. Soc. It. Min. Petr.», 33 (2), Milano.
- 13) BIANCHI POTENZA B., GORLA L., NOTARPIETRO A., 1978 - *idem c.s. II. Gli «gneiss minuti»*. «Rend. Soc. It. Min. Petr.» 34, (2), Milano.
- 14) BIANCHI POTENZA B., GORLA L., NOTARPIETRO A., 1978 - *idem c.s. III. Gli «gneiss occhiadini»*. «Rend. Soc. It. Min. Petr.», 34 (2), Milano.
- 15) BIAZZI P., GOLFI G., PRUDENZINI P., 1905 - *Guida illustrata della Val Camonica*. Tip. Apollonio, Brescia.
- 16) BONACOSSA A., (1915) - *Regione dell'Ortles*. Guida del Cai, «Alpi Centrali», v. II, Milano.
- 17) BONSIGNORE G., RAGNI U., 1966 - *Carta geologica dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (1:50.000)*, con Schema Tettonico (1:250.000). «Ist. Min. Petr. Geoch. Univ.», pubbl. n. 176, Milano.
- 18) BONSIGNORE G., RAGNI U., 1968 - *Contributi alla conoscenza del Cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (Alpi Retiche). Nota prima: La Formazione della Punta di Pietra Rossa*. «CNR Fondazione Probl. Mont. dell'arco alpino», n. 73, Milano.
- 19) BONSIGNORE G., BRAVI C.E., NANGERONI G., RAGNI U., 1970 - *La geologia del territorio della provincia di Sondrio*. Ammin. Prov. Sondrio.
- 20) BORIANI A., SACCHI R., 1974 - *The «Insubric» and other tectonic lines in the Southern Alps (NW Italy)*. «Mem. Soc. Geol. It.», v. 13, suppl. 1, Pisa.
- 21) CASTIGLIONI G.B., 1961 - *I depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. «Mem. Ist. Geol. Miner. Univ.», v. XXIII, Padova.
- 22) CATASTA G., SMIRAGLIA C., 1978 - *Il versante della Reit (bassa Valfurva)*. «Quaderni del Parco Nazionale dello Stelvio» - Geomorfologia, Bormio.
- 23) CHIESA C., 1934 - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1933. Gruppo Ortler-Cevedale (Bacini dell'Adda, dell'Oglio e dell'Adige)*. «Boll. Com. Glac. It.», 14, Torino.
- 24) CORNELIUS H.P., FURLANI CORNELIUS M., 1930 - *Die Insubriche Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. «Denkschr. Ak. des Wiss», 102, Wien.
- 25) CORNELIUS FURLANI M., 1960 - *Contributi alla conoscenza della geologia della cosiddetta zona a radici nelle austriadi occidentali e centrali*. «Ann. Univ.», N.S., 9, Ferrara.
- 26) CORRADINI M., NOTARPIETRO A., POTENZA R., 1973 - *L'assetto geologico degli Gneiss di Valle Grosina nell'Alta Valtellina (Sondrio, Italia)*. «Atti Soc. It. Sc. Nat.», v. 14, f. II, Milano.

- 27) DAL PIAZ G.B., 1936 - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III.* «Atti R. Acc. Sc.», v. 71, Torino.
- 28) DAL PIAZ G.B., 1936 - idem c.s. *Nota IV.* «Studi Trent. Sc. Nat.», v. 71, Trento.
- 29) DAL PIAZ G.V., MARTIN S., 1980 - *I porfiroidi nelle filladi della valle dei Forni, falda dell'Ortles, Austroalpino superiore.* «Rend. Soc. Geol. Ital.», v. 3, Roma.
- 30) D'AMICO C., 1969 - *Studi per la valorizzazione naturalistica del Parco Nazionale dello Stelvio - La costituzione geologica.* 1° vol. A.S.F.D., Sondrio.
- 31) DE JONG K.A., 1967 - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali.* «Boll. Soc. Geol. It.», 86, Roma.
- 32) DESIO A., 1928 - *Nuove ricerche sui ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale.* «Atti Soc. It. Sc. Nat.», v. XVII, f. 1, Milano.
- 33) DESIO A., 1967 - *I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrali).* 2 voll. «CNR, Com. Glac. It.», Torino.
- 34) DESIO A., 1959 - *Geologia applicata alla ingegneria.* Hoepli, Milano.
- 35) DE SITTER L.U., 1960 - in: BELTRAMI G., MONTRASIO A., (1971) - *La Linea Insubrica.* «Note illustr. della Carta Geol. d'Italia», Fo. 19, Tirano.
- 36) GANSSER A., 1968 - *The Insubric Line, a major geotectonic problem.* «Schweiz. Miner. Petr. Mittel», 48.
- 37) GIACOMINI V., 1939 - *Studi briogeografici. I. Associazioni di Briofite in Alta Valcamonica e in Valfurva (Alpi Retiche di Lombardia).* «Atti Ist. Bot. Univ.», s. IV, v. XII, Pavia.
- 38) GIOVANNETTI V., 1900 - *Guida della Valle Camonica.* Brescia.
- 39) GNECCHI A., 1908 - *Le montagne dell'alta Valle Camonica. Guida Alpina.* A cura della Sezione di Brescia del CAI e del G.L.A.S.G., Brescia.
- 40) GORLA L., POTENZA R., 1975 - *La «Formazione della Punta di Pietra Rossa» Auct.: revisione del suo significato nel contesto geologico delle Alpi Centrali.* «Boll. Soc. Geol. It.», v. 94, Roma.
- 41) *Guida della Valtellina ed alle sue acque minerali, 1884* - per cura del CAI Sezione Valtellinese, carta scala 1:150.000, Sondrio.
- 42) IPPOLITO F., NICOTERA P., LUCINI P., CIVITA M., DE RISO R., 1979 - *Geologia tecnica.* Isedi, Milano.
- 43) LAUBSCHER H.P., 1974 - *Evoluzione e struttura delle Alpi.* «Le Scienze», n. 72, Milano.
- 44) MALARODA R., 1951 - *Su alcune porfirite comprese nella serie del Tonale e, in particolare, su un filone di notevole significato geologico.* «Rend. Acc. Naz. Lincei Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.», 8, Roma.
- 45) MARIANI E., 1905 - *Osservazioni su recenti oscillazioni di ghiacciai nel gruppo Ortles-Cevedale.* «Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett.», v. 38, Milano.
- 46) MERCIAI G., 1915 - *Escursioni e osservazioni nell'alta Valcamonica e nella Valfurva.* «Riv. Mens. CAI», 3, Torino.
- 47) MOTTANA A., SCHIAVINATO G., (1973) - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello.* «Mem. Ist. Geol. Miner. Univ.», XXXIX, Padova.
- 48) NANGERONI G., GIACOMINI V., 1961 - *Ambiente fisico e paesaggio vegetale della provincia di Sondrio.* «Fondazione Pro Valtellina», Sondrio.
- 49) PANZA G.F., CALCAGNILE G., SCANDONE P., MUELLER S., 1980 - *La struttura profonda dell'area mediterranea.* In «La dinamica della Terra», Letture da «Le Scienze», Milano.
- 50) PATELLA L.V. - PERARI R., 1969 - *Studi per la valorizzazione naturalistica del Parco Nazionale dello Stelvio - Lineamenti dell'ambiente fisico.* 1° vol. A.S.F.D., Sondrio.
- 51) *Piano generale di bonifica montana dell'alto bacino del F. Oglio 1966* - 2 voll. A cura dell'Ammin. Prov. di Brescia, Suppl. Comm. Aten., Brescia.
- 52) Pozzi R., 1965 - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles.* «Ecl. geol. helv.», v. 58, 1 carta tect. 1:75.000, Basel.
- 53) Pozzi R., 1968 - *La geologia.* In «Il Parco Nazionale dello Stelvio». A.S.F.D., Rovereto.
- 54) PRUDENZINI P., 1906 *Guida della Val Camonica,* Brescia.
- 55) ROSA G., 1881 - *La Valle Camonica nella storia.* Tip. Venturini, Brescia.
- 56) ROSA G., 1889 - *Guida alpina della provincia di Brescia.* Brescia.
- 57) SAIBENE C., 1968 - *Note geomorfologiche.* In «Il Parco Nazionale dello Stelvio». A.S.F.D., Rovereto.
- 58) SALOMON W., 1908-10 - *Die Adamello Gruppe.* 2 voll., «Abhandl. d. Geol. Reichsanst», v. 21, v. 22, Wien.
- 59) SCHIAVINATO G., 1948 a - *Studi geologici sulla regione compresa fra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in alta Val Camonica. I. Scisti del Tonale.* «Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis. Nat.», v. IV, f. 6, s. VIII, Roma.

- 60) SCHIAVINATO G., 1948 b - idem c.s. *II. Formazioni metamorfiche associate agli Scisti del Tonale*. v. V, s. VIII, Roma.
- 61) STAUB R., 1924 - *Der Bau der Alpen*, Bern.
- 62) STAUB R., 1937 - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. «Denkschr. schweiz. naturf. Ges.», 72, Zurich.
- 63) STAUB R., 1950 - *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. «Ecl. geol. helv.», 42, Basel.
- 64) SUSMEL L., 1968 - *Appunti di ecologia e selvicoltura generale* (Dispense). Università di Padova.
- 65) TERMIER P., 1905 - *Les Alpes entre le Brenner et la Valteline*. Bull. Soc. Géol. de France», IV série, v. 5, Paris.

Carte Geologiche

Carta Geologica d'Italia: Fogli: 8 (Bormio), 1971; 19 (Tirano), 1971; 9 (M. Cevedale), 1951; 20 (M. Adamello), 1953.

Tavolette I G M 1:25.000:

«S. Caterina Valfurva», ed. 5/72; «S. Antonio Morignone», ed. 1885, agg. 1931; «Passo del Tonale», ed. 5/73; «Ponte di Legno», ed. 5/73; «Val Grande», ed. 5/72; «Grosio», ed. 1962; «Lòvero Valtellino», ed. 4/74; «Edolo», ed. 5/73.



Foto 1 - Il limite orientale delle «Austriadi» bresciane: dal Corno dei Tre Signori al Passo del Tonale.



Foto 2 - Da Ponte di Legno alle valli di Pezzo, Viso e delle Messi.



Foto 3 - La dorsale P.ta di Albiolo - M. Tonale - C. Bleis.



Foto 4 - Il C.no dei Tre Signori e la «Montagna di Ercavallo».

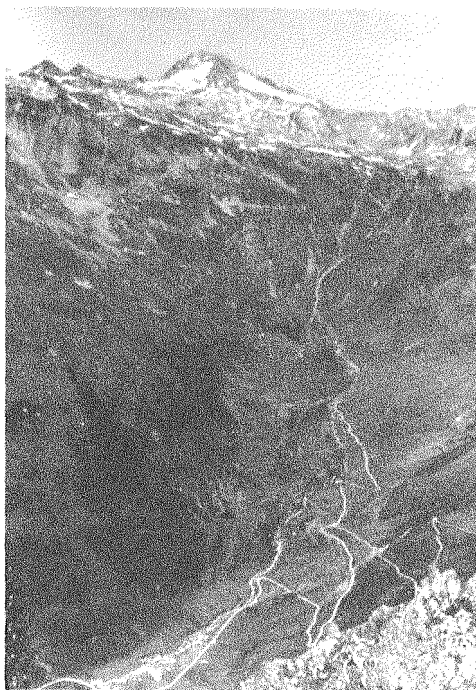


Foto 5 - La valle di Viso.

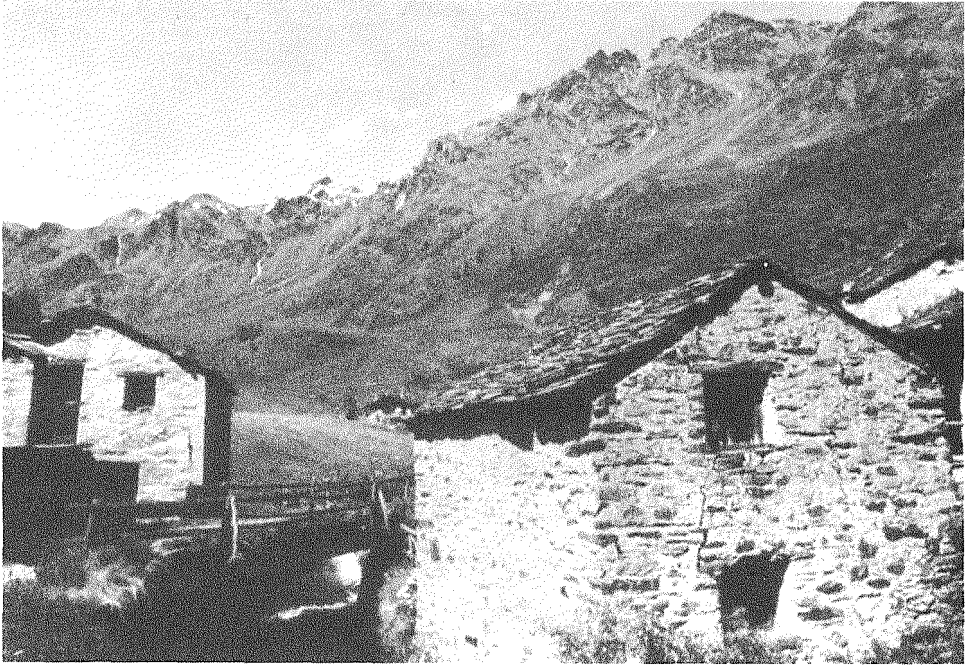


Foto 6 - La P.ta di Ercavallo e la sinistra idrografica della valle di Viso.

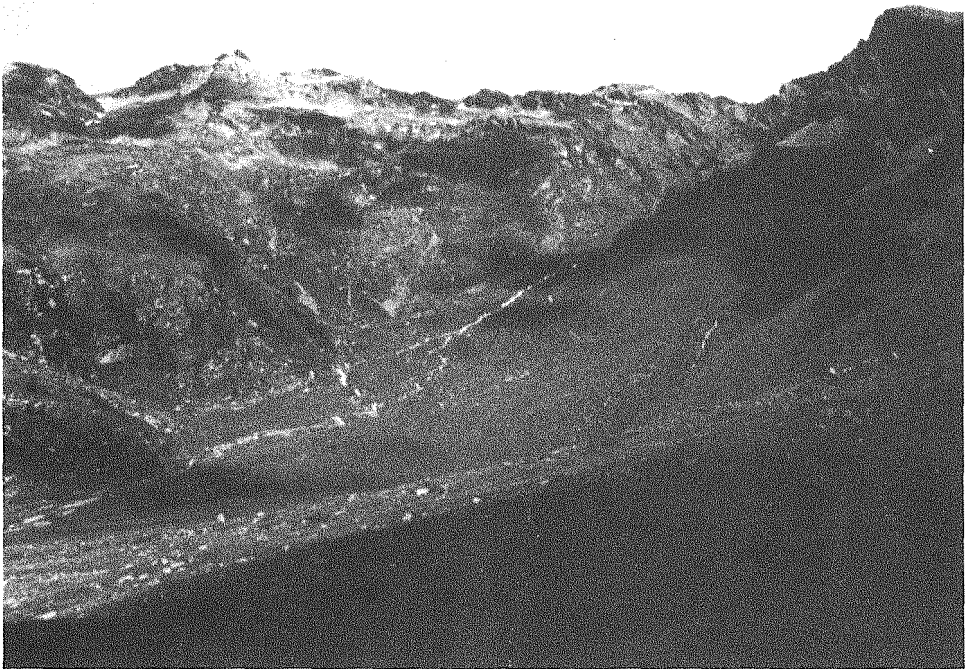


Foto 7 - La testata della valle di Viso.



Foto 8 - I «gendarmi» di ortogneiss nella catena di Ercavallo.



Foto 9 - La Forcellina di Montozzo; sullo sfondo il S. Matteo.



Foto 10 - Gneiss e calcari cristallini sul versante SW della P.ta di Albiolo.



Foto 11 - Banchi di quarziti micacee in alta val di Viso.

Foto 12 - M. Tonale e le trincee della «grande guerra».



Foto 13 - Cima Cadi; sullo sfondo la C. Presanella.



Foto 14 - Il dosso di M. Seròdine.



Foto 15 - La piana di S. Apollonia in val delle Messi.



Foto 16 - Il circo glaciale a SW di M. Gaviola e della C. di Caione (sinistra idrografica della Valle delle Messi).



Foto 17 - Il passo del Gavia.

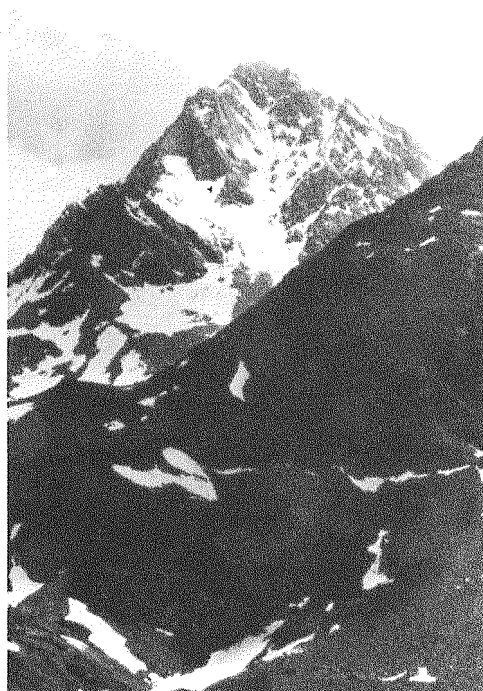


Foto 18 - Il versante SW del Corno dei Tre Signori.



Foto 19 - Il profilo a U della valle delle Messi, da monte.



Foto 20 - La Valmalza.



Foto 21 - La testata del bacino dell'Oglio Frigidolfo: dal passo di Pietrarossa al passo del Gavia.



Foto 22 - Il monte Gavia.

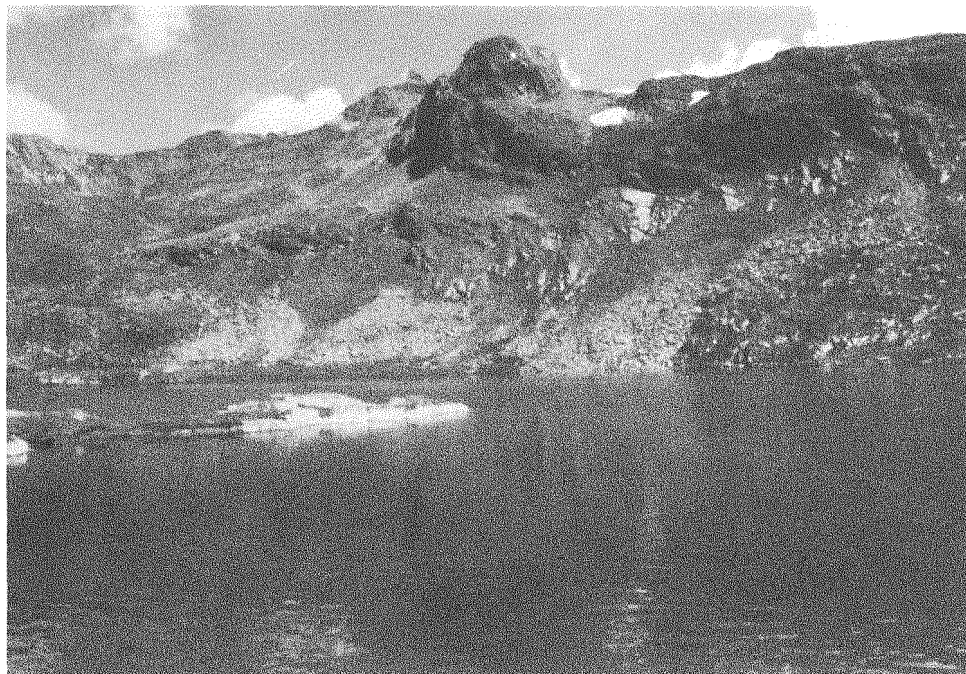


Foto 23 - Il lago Nero: a sinistra il vallone del Passo di Savoretta.



Foto 24 - La P.ta di Pietra Rossa e la vedretta omonima dall'alta Valmalza.

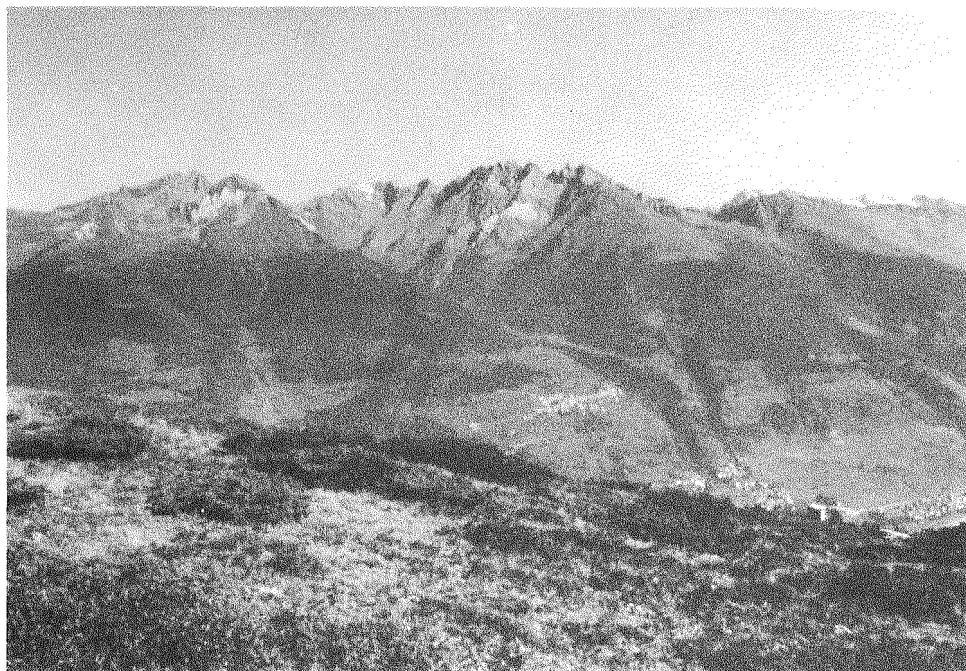


Foto 25 - Le dorsali della val Canè da M. Calvo.



Foto 26 - La val di Cané.



Foto 27 - La Valzaroten, alla testata della val di Cané.



Foto 28 - Il M. Coleazzo da SW: la «muraglia cinese» della «grande guerra».

Foto 29 - I marmi di M. Bleis, in val di Cané.



Foto 30 - Le Cime di Glere ed il passo omonimo: in primo piano il Laghetto di Pietra Rossa.



Foto 31 - Il circo glaciale delle Cime di Glere.

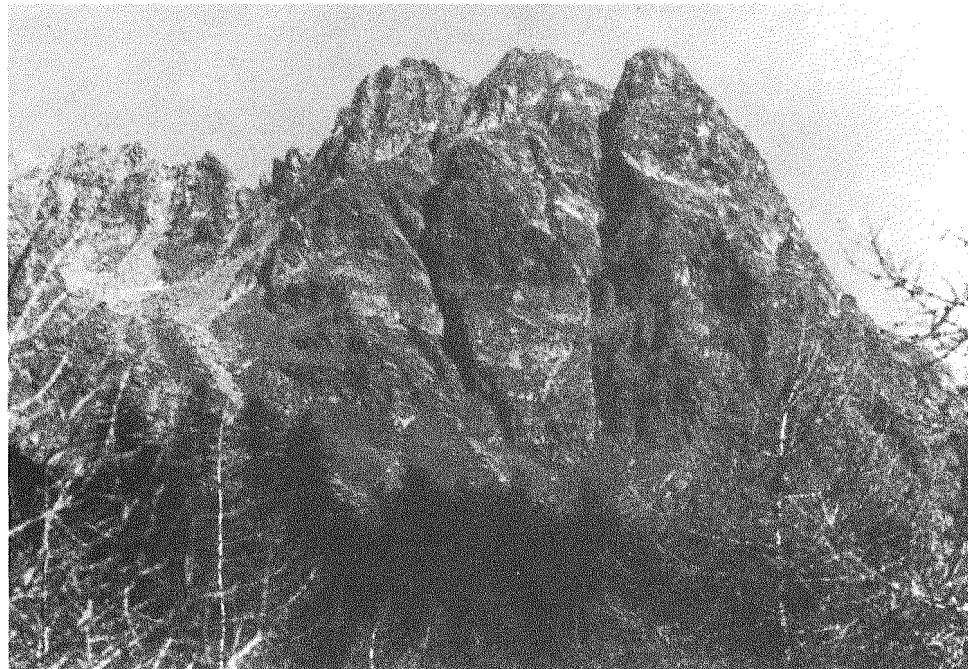


Foto 32 - Le cime di Glere da S.



Foto 33 - La dorsale Cime del Tirlo - M. Mattaciul - M. Bleis da W.



Foto 34 - La serie dei circhi del versante W della dorsale C. del Tirlo - M. Bleis.

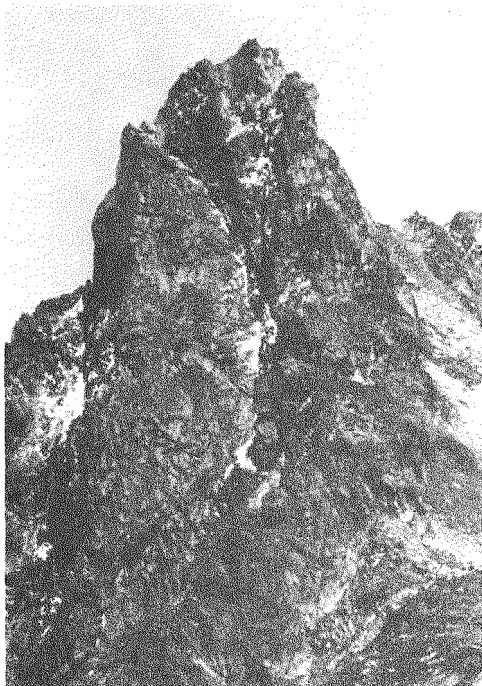


Foto 35 - Il torrione dioritico della C. del Tirlo (q 2819).



Foto 36 - La «fascia» di calcari cristallini nella valletta di Stol (val di Cané).

