

CARLO BARONI\* e ALBERTO CARTON\*\*

## GEOMORFOLOGIA DELLA VALLE DELL'AVIO (Gruppo dell'Adamello)

**RIASSUNTO** - Gli autori hanno compiuto uno studio che ha portato alla realizzazione di una carta geomorfologica e delle relative note illustrative. La fisionomia attuale della valle, prevalentemente modellata in rocce magmatiche intrusive, è funzione di vari agenti morfogenetici, tra cui, quelli che hanno agito più a lungo e più incisivamente risultano essere di tipo glaciale e periglaciale. Tipiche forme glaciali di erosione e di accumulo, caratterizzano la media ed alta valle. Sulla base di osservazioni morfologiche, stratigrafiche, tessiturali, dello stato di alterazione dei depositi e sull'osservazione speditiva del grado di lichenizzazione, sono stati tentativamente differenziati tra loro i vari depositi morenici. Diffuse e potentemente sviluppate risultano le morene del secolo scorso, che localmente ricoprono depositi probabilmente riferibili alle fasi più antiche della piccola glaciazione; ampiamente rappresentate sono anche le morene attribuibili agli stadi tardiglaciali. Sono state riconosciute forme legate ad ambiente periglaciale, quali *rock-glaciers*, argini nivo-morenici etc. Particolari forme legate alla gravità sono evidenti nella bassa valle, favorite dal substrato di tipo metamorfico.

**SUMMARY** - *Geomorphology of Avio Valley (Adamello Group).*

The authors have carried out an investigation that led to the production of a geomorphological map and its related explanatory notes. The present physiomy of the valley, mainly consisting of intrusive magmatic lithotypes, is related to various morphogenetic agents: those that acted for a longer time and more deeply are the glacial and periglacial ones. Typical erosional and depositional glacial forms characterize the middle and high valley. Morphological, stratigraphical and textural observations regarding the weathered state of the deposits and the degree of lichenization, the various morainic deposits have been tentatively differentiated. The moraines from the last century are particularly abundant and thickly developed; in some places they cover deposits probably ascribable to older stages of the «small glaciation». Also the moraines ascribable to the late-glacial stages are widely represented. Landforms related to periglacial environments such as rock-glaciers, protalus rampart, etc., have been recognized. Particular landforms related to gravity and favoured by the metamorphic-type substratum are recognizable in the lower valley.

### 1. PREMESSA

La presente nota costituisce un contributo alla conoscenza ed all'esame della geomorfologia del gruppo del M. Adamello, con particolare riguardo alla morfogenesi glaciale e periglaciale; si inserisce in un programma di ricerca pluriennale, condotto presso il Museo di Scienze Naturali di Brescia, che porterà alla stesura di carte geomorfologiche e di note illustrative relative ai vari settori. Al termine del rilevamento di dettaglio, è previsto un lavoro di sintesi che si concretizzerà nella redazione di una carta geomorfologica riassuntiva a piccola scala di tutto il gruppo; in questo ultimo lavoro si cercherà di dare anche un quadro generale dell'evoluzione geomorfologica del gruppo stesso ed una ricostruzione delle tappe glaciali.

---

\* Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia; «frequentatore» del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia.

\*\* Istituto di Geologia dell'Università di Modena.

Entrambi gli Autori fanno parte del «Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia del C.N.R.». Si ringrazia il prof. G. Orombelli per la lettura critica del manoscritto.

La disposizione grossomodo radiale di queste ultime (lunghe vallate rettilinee che si dipartono dal nodo centrale del massiccio in ogni direzione), e la loro quasi uniformità litologica (eccettuate particolari situazioni), costituiscono inoltre elementi favorevoli per una analisi comparata delle forme del paesaggio, scolpite su versanti diversamente esposti ma collocati nello stesso ambiente morfoclimatico e su un substrato roccioso praticamente identico.

Tra i vari agenti morfogenetici che caratterizzano questo ambiente di alta montagna, emerge la morfogenesi di tipo glaciale, ed è a questa che verrà dedicata maggior attenzione. Gli accumuli morenici qui presenti sono ascrivibili alle fasi stadiali tardiglaciali e a quelle oloceniche, in quanto durante l'ultima grande glaciazione tutta la zona in oggetto si trovava al di sopra del limite delle nevi persistenti, quindi in un'area quasi completamente coperta dai ghiacciai.

Lo studio geomorfologico della valle dell'Avio è stato condotto nel 1985; dopo una analisi dei lavori già pubblicati, sono state effettuate ricerche di campagna, miranti all'esame diretto sul terreno delle varie forme; il rilevamento geomorfologico è stato effettuato alla scala 1:10.000 e poi riportato in stesura definitiva alla scala 1:15.000 su base topografica C.T.R. Sono state utilizzate anche fotografie aeree a colori alla scala 1:22.000 circa: la fotointerpretazione è stata utilizzata sia nella fase preliminare, per l'individuazione dei lineamenti morfologici principali, sia nella fase finale, per l'esatta ubicazione delle forme e per la loro correlazione spaziale.

Alla presente nota è allegata una carta geomorfologica alla scala 1:15.000 stampata con il contributo dell'Amministrazione Provinciale di Brescia; la legenda usata è quella più recente creata ed adottata dalla sezione di Rilevamento e Cartografia geomorfologica del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del C.N.R., utilizzata per la prima volta in un'area alpina (alta Val di Pejo, G.N.G.F.G., in stampa) di caratteristiche analoghe a quella in oggetto. Tale legenda integra i concetti delle scuole geomorfologiche dei Paesi dell'Est e francesi, mettendo in risalto contemporaneamente con diverse colorazioni, i diversi processi morfogenetici, il grado di attività delle varie forme ed il loro tipo, suddividendole in forme di erosione e di accumulo. I quattro principali processi morfogenetici individuati nella valle dell'Avio (cfr. § 4), sono stati evidenziati con altrettanti diversi colori, suddivisi a loro volta in sfumature per discriminare, nell'ambito dello stesso agente, le forme di erosione da quelle di accumulo attive e non. Nella rappresentazione delle varie forme è stato usato il colore dell'agente morfoclimatico principale, o per lo meno di quello che ha agito per ultimo; la litologia del substrato è stata resa con colori di fondo pieni, mentre con retini variamente colorati sono indicati i «depositi superficiali». Quando questi ultimi risultano collocati su un fondo bianco rappresentano coltri di materiali con spessori all'incirca superiori al m; se invece appaiono sovrapposti alla formazione geologica, significa che il loro spessore risulta alquanto ridotto (inf. al m), fino a deboli spalmature. In accordo con quanto sopra esposto, il diverso colore indicherà quindi il tipo di processo (glaciale, periglaciale, gravità, ruscellamento nivale, valanga etc.) che le ha prodotte e/o deposte, la loro età ed il loro grado di attività (in alimentazione o non). La netta distinzione grafica tra gli affioramenti rocciosi e le coperture detritiche fornisce già, in un certo qual senso, una indicazione sulla dinamica dell'area, in quanto discrimina regioni prevalentemente sottoposte a processi di erosione-denudazione da quelle dominate da processi di deposizione, legate ai lineamenti dell'attuale morfologia.

## 2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area oggetto del presente studio è compresa nelle seguenti tavolette I.G.M. in scala 1/25.000: F.19 I SE Edolo, F.19 II NE Sonico, F.20 III NO M. Adamello e F.20

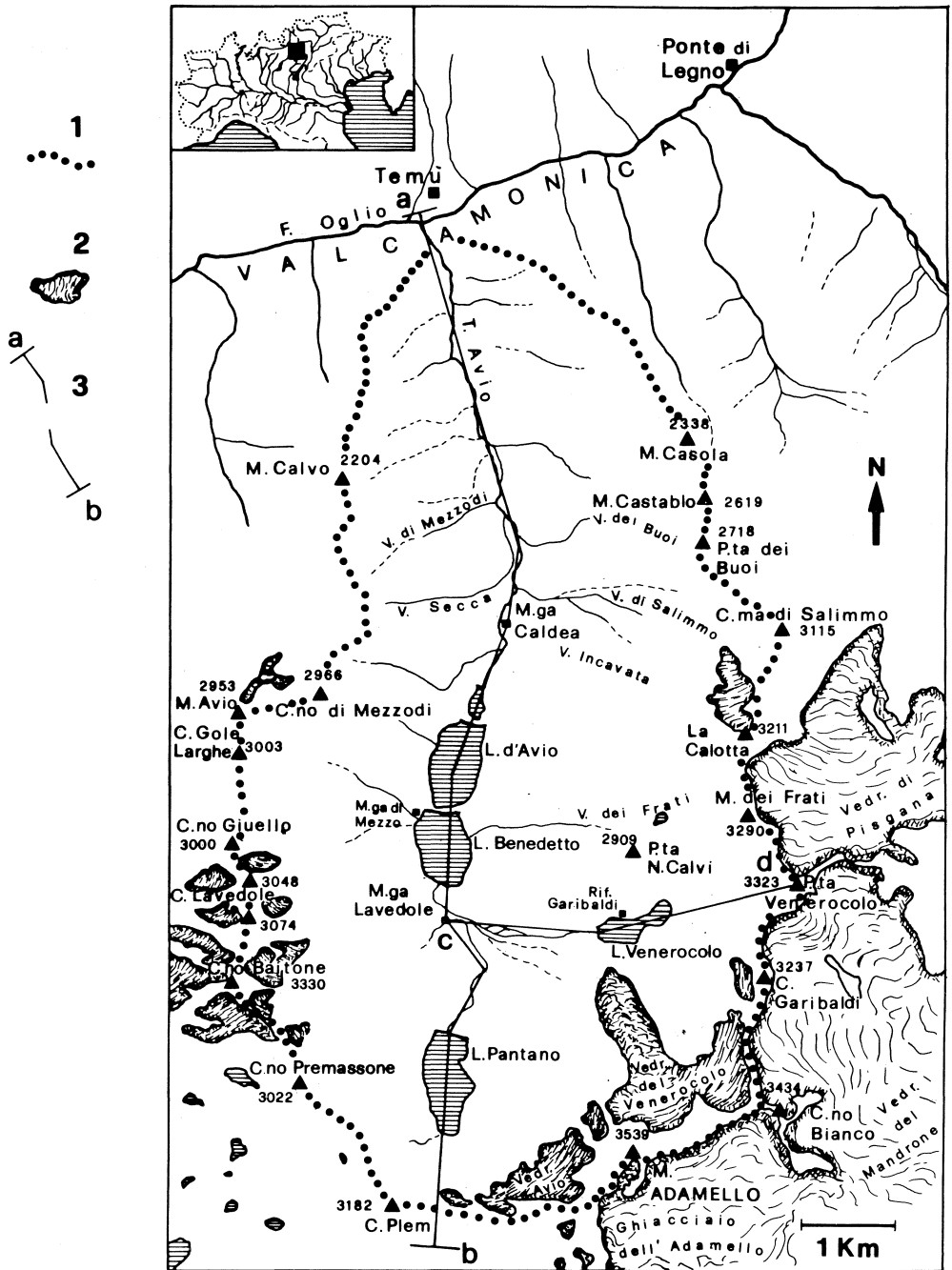


Fig. 1 - *Inquadramento geografico.* 1) Spartiacque topografico della valle dell'Avio. 2) Ghiacciai attuali. 3) Traccia di profilo topografico (v. fig. 3). Le quote sono state desunte dalla cartografia I.G.M. scala 1:50.000.

IV SO Temù, e nelle sezioni C.T.R. Ponte di Legno (D2 e 5), Valle d'Avio (D3 e 1) e M. Adamello (D3 e 2).

Quella dell'Avio è una delle valli principali tra quelle laterali sinistre dell'alta Val Camonica, e si insinua fino al cuore del gruppo dell'Adamello: alla sua testata si trova la Cima del M. Adamello (m 3539). L'area presa in esame (fig. 1), che comprende oltre alla valle dell'Avio anche le sue laterali, è delimitata dallo spartiacque individuato dalle seguenti vette: M. Casola (m 2338), Punta dei Buoi (m 2718), Cima di Salimmo (m 3115), M. dei Frati (m 3290), Punta del Venerocolo (m 3323), Cima Garibaldi (m 3237), Corno Bianco (m 3434), M. Adamello (m 3539), Cima di Plem (m 3182), Corno Baitone (m 3330), M. Avio (m 2953), M. di Mezzodi (m 2966) e M. Calvo (m 2204). Il fondovalle è compreso fra 1100 m di quota (in corrispondenza del paese di Temù) e 2375 m nella zona del Pantano dell'Avio a NW del M. Adamello. La valle dell'Avio si presenta come una lunga incisione (circa 10 Km) ad andamento NS. Il suo versante destro è caratterizzato da una serie di bacini minori, ma non per questo meno interessanti, che si raccordano, mediante ripidi gradini, alla valle principale: è il caso della valle di Venerocolo, dei Frati, e di quelle più strette e molto incise quali la valle Verde, la valle Incavata di dentro, Incavata di fuori, di Salimmo e dei Buoi. Il versante sinistro (a S del Corno di Mezzodi), risulta modellato in ampie e regolari superfici inclinate, raccordate con il fondovalle attraverso una ripida scarpata e suddivise tra loro da aguzze creste. La porzione a N del Corno di Mezzodi è caratterizzata da stretti e profondi valloni, molto ripidi (valle dei Santi, della Fede, Secca e di Mezzodi).

Nella valle vi sono cinque laghi artificiali, ubicati all'interno di conche di ultraescavazione glaciale; da S verso N si incontrano il laghetto d'Avio, il lago d'Avio, il lago Benedetto, il lago Pantano dell'Avio e, ad E, il lago Venerocolo. Alcuni alti valichi pongono in comunicazione questa valle con i ghiacciai limitrofi o con altri solchi vallivi.

Una serie di ghiacciai di piccole e medie dimensioni è arroccata sui versanti rivolti ad E, N ed W dell'alta valle: si tratta di ghiacciai di dimensioni minori rispetto a quelli del sistema della zona centrale del Massiccio; il più grande è il ghiacciaio del Venerocolo, seguito per dimensioni dalla vedretta dell'Avio. Alla base del crinale tra Cima Plem e Corno Giuello sono collocati piccoli ghiacciai o glacionevati di esigue dimensioni; analoghe caratteristiche riveste la placca di ghiaccio a NW della Calotta, in testata della valle di Salimmo.

### 3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

#### 3.1 Generalità

Il massiccio intrusivo dell'Adamello, che costituisce il più grande plutone di età alpina delle Alpi, viene oggi considerato un «batolite», anche sulla base della vastità dell'area di affioramento dei litotipi magmatici (circa 670 Km<sup>2</sup>, CALLEGARI, 1983; 1985). La massa magmatica è compresa in un «cuneo crostale» strutturalmente delimitato, a settentrione, dalla «Linea del Tonale» e, ad oriente, dalla «Linea delle Giudicarie». Solo localmente questi importanti elementi tettonici interessano in modo diretto le rocce intrusive (fig. 2). Il massiccio dell'Adamello è costituito in prevalenza da rocce magmatiche intrusive. La loro messa in posto è avvenuta in vari momenti nel corso dell'orogenesi alpina (Eocene sup.-Oligocene sup.). Le rocce magmatiche intrudono e deformano le rocce metamorfiche del basamento cristallino e le formazioni permo-mesozoiche delle Alpi meridionali, presentando contatti intrusivi «netti e discordanti» (CALLEGARI, 1983). Ai margini del plutone è presente un'aureola metamorfica di contatto, messa in risalto da numerosi minerali caratteristici (SALOMON,

1895 e 1908-1910; CORNELIUS & FURLANI CORNELIUS, 1930; BIANCHI & DAL PIAZ, 1940 e 1948; ANDREATTA *et Alii*, 1953; VISENTIN & ZANETTIN, 1968; MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973).

Dal punto di vista litologico si distinguono diversi litotipi (BIANCHI *et Alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973), in considerazione del fatto che il batolite dell'Adamello è costituito da vari plutoni più o meno differenziati, intrusi a varie riprese in un periodo compreso tra 42 e 30 milioni di anni fa, come messo in evidenza dalle analisi radiometriche eseguite con i metodi Rb/Sr e K/Ar su miche e anfiboli delle rocce ignee (DEL MORO *et Alii*, 1985). Le età più antiche si riferiscono ai litotipi più basici, affioranti prevalentemente nella zona meridionale.

Le rocce maggiormente affioranti sono le tonaliti e le quarzodioriti, a loro volta distinte in unità differenti (BIANCHI *et Alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973).

Dal punto di vista tettonico va rilevato che, come afferma CALLEGARI (1983), la «presenza di faglie che attraversano il corpo eruttivo e lo sviluppo di regolari sistemi di giunti di fessurazione fanno pensare che anche l'area dov'è ubicato il massiccio eruttivo abbia continuato ad essere sede di ulteriori deformazioni recenti».

### 3.2. I fattori strutturali in valle dell'Avio.

Dal punto di vista puramente litologico si può grossolanamente suddividere la valle dell'Avio in due aree principali (fig. 2): la prima, settentrionale, che si identifica con la «bassa valle», è caratterizzata dalla presenza di rocce metamorfiche; nella seconda, rappresentata dalla media ed alta valle, il substrato è costituito dalle rocce intrusive del plutone dell'Adamello. All'interno di quest'ultima, nella zona del Forcellino Giuello-Cima Lavedole, affiorano lembi di rocce incassanti metamorfosate, costituite sia da litotipi del basamento cristallino, sia da formazioni della copertura sedimentaria permo-triassica (SALOMON, 1908-1910; CORNELIUS, 1928; BERRUTI, 1986).

Sul substrato metamorfico della bassa valle si sviluppa una coltre di alterazione, che è invece pressochè assente sulle rocce magmatiche della media ed alta valle, anche in considerazione del diverso grado di attività dei processi morfogenetici di tipo glaciale e periglaciale. Ciò facilita la formazione di fenomeni gravitativi, localmente favoriti anche dalla giacitura dei piani di scistosità e/o da fattori tettonici (vedi M. Castabro, § 8).

I principali tipi di rocce magmatiche intrusive affioranti in valle dell'Avio sono i seguenti (BIANCHI *et Alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973).

#### – Quarzodioriti biotitiche tipo Val d'Avio

Secondo BIANCHI *et Alii* (1970) costituiscono una distinta unità del gruppo delle «Quarzodioriti biotitiche dell'Adamello centrale»; sono rocce leucocrate a grana media o medio-minuta, di aspetto granitico e chimismo granodioritico; localmente, soprattutto ai margini, presentano una tessitura orientata; il componente femico esclusivo o, comunque, prevalente è costituito dalla biotite; l'orneblenda è assente o rara e, in genere, è localizzata nella zona di transizione verso la tonalite (ad es. sopra il Lago Benedetto); sono variamente presenti inclusi femici. I componenti sialici sono rappresentati da plagioclasti e quarzo; accessori comuni sono apatite, zirconio, xenotimo e ortite.

Datazioni radiometriche eseguite con il metodo Rb/Sr e K/Ar su miche e anfiboli hanno fornito un'età di 32-33 milioni di anni (DEL MORO *et Alii*, 1985). È la roccia intrusiva più diffusamente affiorante; è presente in quasi tutta la media valle, nella zona del M. Avio, in valle dei Frati, in buona parte di valle del Venerocolo e a N del Pantano dell'Avio.

— *Quarzodioriti biotitiche «tipo vette centrali» dell'Adamello*

Anche questi litotipi costituiscono secondo BIANCHI *et Alii* (1970) una distinta unità delle «Quarzodioriti biotitiche dell'Adamello centrale»; si tratta di rocce di aspetto granitico, a grana medio-grossolana e tessitura massiccia o leggermente orientata; il componente femico prevalente è costituito dalla biotite che si presenta spesso in cristalli «colonnari»; l'orneblenda, rara, si presenta in cristalli prismatici tozzi ben sviluppati (per es. sulla Cima dell'Adamello); i componenti sialici sono costituiti da plagioclasti e quarzo che talvolta si presenta in noduli di color bruno-nocciola; accessori comuni sono apatite, zircone e minerali opachi. Le datazioni radiometriche hanno fornito un'età di 32-33 milioni di anni (DEL MORO *et Alii*, 1985). Il litotipo in oggetto affiora nella zona della vetta dell'Adamello e lungo le creste sud orientali della valle dell'Avio.

— *Tonalite dell'Adamello occidentale*

Macroscopicamente corrisponde alla roccia descritta come caratteristica dell'Adamello da G. V. RATH (1864)<sup>1</sup>; secondo BIANCHI *et Alii* (1970) si tratta di rocce a grana medio-grossolana nelle quali i costituenti femici si presentano in cristalli euedrali a tendenza porfirica; in particolare si notano individui prismatici tozzi di orneblenda e biotite colonnare a contorno esagonale; generalmente le percentuali di orneblenda e biotite sono analoghe; i costituenti sialici sono rappresentati da plagioclasti e quarzo, con subordinate quantità di feldspato potassico osservabili raramente dal punto di vista macroscopico; accessori sono apatite, zircone, ortite, titanite e minerali opachi. I caratteri macroscopici sono relativamente uniformi in tutta l'area di affioramento, se si escludono gli inclusi femici variamente presenti all'interno di questo caratteristico litotipo. Instabilità di facies viene segnalata dagli AA. citati nella zona prossima agli altri litotipi dell'Adamello; in questi casi passano a leucotonaliti, quartzodioriti mica-ee e «chiazze di anfibolo e biotite a grana grossa» (parete N di Cima Plem). Le datazioni radiometriche hanno fornito un'età di 33-36 milioni di anni (DEL MORO *et Alii*, 1985). Affiora nella zona del Baitone e, da qui fino al Corno Giuello (a ridosso della «Linea della Gallinera» Autc.) verso N, oltre la Cima Plem verso SSE e fino al Pantano d'Avio verso oriente.

Oltre a questi litotipi principali affiorano in valle dell'Avio vari filoni aplitico-pegmatitici e differenziazioni basiche delle unità fondamentali, tra le quali anche dioriti e gabbrodioriti anfiboliche (ANDREATTA *et Alii*, 1953). Più o meno diffusi sono gli xenoliti di rocce incassanti.

La bassa valle dell'Avio, pur essendo caratterizzata dall'esclusivo affioramento di rocce metamorfiche, è da suddividere in due zone nettamente distinte dal punto di vista strutturale: l'estrema parte settentrionale, presso lo sbocco nella Valcamonica, di fronte a Temù, è costituita dagli «Scisti del Tonale» (SALOMON, 1908-1910), appartenenti al complesso austroalpino. Si tratta di micascisti a due miche, ortogneiss pegmatitici, anfiboliti, gneiss e scisti anfibolici (ANDREATTA *et Alii*, 1953). La «Linea del Tonale» separa questa piccola, ma significativa area di affioramento dei litotipi delle unità austriache, dalle rocce metamorfiche del basamento cristallino delle Alpi meridionali. Queste ultime sono costituite dagli «Scisti di Edolo» (SALOMON, 1901; «scisti verdi più o meno granatiferi» di CALLEGARI, 1983). Si tratta di micascisti e filladi quar-

---

<sup>1</sup> Il campione fu raccolto presso il Lago d'Avio (SALOMON, 1909-1910, p. 136); secondo BIANCHI *et Alii* (1970, p. 23) la Tonalite descritta da V. RATH corrisponde ad una leucotonalite associata alle Tonaliti «tipo Adamello occidentale».

zifere prevalenti, con intercalazioni di filladi carboniose, quarziti sericitiche e altre litofacies affioranti in minor misura (SALOMON, 1908-1910; CORNELIUS & FURLANI CORNELIUS, 1930; BIANCHI & DAL PIAZ, 1940; ANDREATTA *et Alii*, 1953). La giacitura di queste rocce è generalmente subverticale, con direzione circa parallela alla Valcamonica, in questo tratto; l'immersione è prevalentemente verso N, ma sono presenti anche immersioni opposte, data la fitta pieghettatura che presentano. In prossimità del contatto con la tonalite i micascisti sono fortemente raddrizzati (SALOMON, 1908-1910).

Ai margini delle rocce magmatiche intrusive, negli «Scisti di Edolo», sono presenti rocce metamorfiche di contatto, costituite prevalentemente da scisti e gneiss cornubianitici a biotite, andalusite, sillimanite, cordierite, granato e tormalina (SALOMON, 1895, 1908-1910; CORNELIUS & FURLANI CORNELIUS, 1930; BIANCHI & DAL PIAZ, 1940 e 1948; ANDREATTA *et Alii*, 1953; VISENTIN & ZANETTIN, 1968; MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973). I rapporti tra la massa tonalica e gli scisti incassanti sono molto complessi, essendo testimoniati numerosi «addentellamenti» e ripetizioni delle diverse litofacies. Ciò è particolarmente visibile nel «vallone a S di dosso del Coppo» e lungo la strada che da «Case Bedolina» conduce a M.ga Caldea (BIANCHI & DAL PIAZ, 1940). Nella «media valle occidentale» affiorano rocce incassanti la Tonalite, metamorfosate per contatto (SALOMON, 1908-1910; CORNELIUS, 1928; BERRUTI, 1986): al Forcellino Giuello-Cima Lavedole, sono presenti lembi di cornubianiti caratterizzate da sillimanite, cordierite e andalusite, derivate da rocce del permiano (prevalentemente «Verucano» Auct. e vulcaniti in subordine); le metamorfite si alternano con la tonalite ed immergono verso NW con un'inclinazione di 45°-50° (CORNELIUS, 1928; BERRUTI, 1986); nella zona del Corno Giuello (lungo la cresta e sulle culminazioni), si trovano altresì calcari silicei con epidoti, calcari dolomitici saccaroidi, siltiti («Servino» Auct.), calcari dolomitici cristallini («Carniola di Bovegno» Auct.), gneiss biotitici a lenti e liste di quarzo, termometamorfosati, attribuibili agli «Scisti di Edolo» (BERRUTI, 1986).

Degne di nota sono le zone caratterizzate dalla presenza di cataclasiti, tenuto conto dell'influenza che esercitano nei confronti delle evidenze morfologiche, favorendo la morfoselezione. Tra queste si ricordano quelle associate a linee di dislocazione note dalla bibliografia:

— *le cataclasiti del P.sso Brizio* (SALOMON, 1908-1910; SPITZ, 1915) sono impostate sulla quarzo-diorite; SPITZ (1915) le considerò in relazione con la «linea della Gallinera», dislocazione a carattere regionale, diretta NE-SW, con giacitura subverticale o immergente verso NW, che rappresenta la continuazione della «Linea Orobica». La prosecuzione verso E della «Linea della Gallinera», che giunge fino in prossimità del versante settentrionale del Corno Giuello, è però problematica ed è stata molto dibattuta (SALOMON, 1908-1910; SPITZ, 1915; CORNELIUS, 1928; SCHIAVINATO, 1955; ACCORDI *et Alii*, 1969; MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973; BIANCHI *et Alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973; CASTELLANI & GATTO, in CASTELLARIN, 1981; FORCELLA, in CASTELLARIN, 1981; CASTELLARIN & VAI, 1982; BERRUTI, 1986);

— *le cataclasiti del canalone* che incide il versante orientale del Corno Giuello, che interessano sia le rocce intrusive che le rocce incassanti, sarebbero connesse ad una faglia locale che potrebbe però testimoniare «una rivitalizzazione della Linea della Gallinera» (BERRUTI, 1986); la faglia, cui le cataclasiti sono associate, ha direzione WNW-ESE con immersione verso SSW e un'inclinazione di 45°;

— *le cataclasiti* affioranti presso il canalone delle Gole Larghe, a W del Lago d'Avio, impostate sulla quarzodiorite della valle dell'Avio, sono associate ad una faglia con immersione SSW ed inclinazione di 75°, indicata da BERRUTI (1986) come «Faglia delle Gole Larghe»;

— *le cataclasiti* presenti presso il canalone che da M. dei Frati scende alla Bocchetta Alta, impostate nella Quarzodiorite della valle dell'Avio, che BERRUTI (1986)

associa ad una dislocazione subverticale, per la quale propone il termine di «*Faglia del M. dei Frati*».

Le faglie del M. dei Frati e delle Gole Larghe sono probabilmente da ricondurre ad un'unica dislocazione che ha determinato l'abbassamento relativo della zona meridionale.

Quasi tutti gli AA, ritengono che le principali forme di erosione glaciale siano strettamente connesse alle condizioni tettoniche. È evidente, infatti, che i gradini di valle, localmente associati a creste o dossi allungati (in risalto rispetto ai versanti), sono regolati da vistose fratture che tagliano trasversalmente la valle ed individuano piani immergenti verso S. Chiari esempi sono costituiti dai dossi ubicati ai margini delle dighe dei laghi Pantano e Benedetto, associati a fratture nel primo caso ed a vere e proprie faglie nel secondo (faglie delle Gole Larghe e del M. dei Frati, BERRUTI, 1986).

Numerose fratture frazionano le creste (che assumono profili «seghettati»), favorendo anche la disgregazione dei versanti rocciosi e la formazione di falde detritiche.

Degna di nota è una serie di litoclasti subparallele che interessano la superficie sommitale (a SW di M.ga Lavedole), conferendole un assetto a blocchi apparentemente disarticolati. L'analisi sul terreno non ha permesso di ricondurre inequivocabilmente tali fratture a faglie vere e proprie. Solo sul versante sinistro del Lago Pantano è stato individuato un piccolo piano di faglia a carattere trascorrente destro immergente verso SW con una inclinazione di 65°, con direzione subparallela alle fratture che interessano la citata superficie sommitale.

CHARDON (1975) oltre ad affermare che alcune forme di erosione glaciale dell'Adamello si localizzano in zone fortemente diaclasate, segnala due «fratture», individuate solo su base fotointerpretativa, una sul versante destro della media valle dell'Avio, a E dei laghi artificiali, e un'altra ad W del Pantano d'Avio che interessano le rocce magmatiche intrusive.

Oltre a ciò va segnalata la presenza di numerose litoclasti spesso legate a regolari sistemi di giunti di fessurazione, a luoghi paralleli alle scarpate di erosione glaciale (vedi scarpate ai margini dei laghi), che non rivestono un ruolo meno importante come fattori strutturali intesi in senso geomorfologico (SALOMON, 1900; PENCK & BRUECKNER, 1909).

La «Linea del Tonale» citata in precedenza, pur essendo di grande interesse dal punto di vista strutturale in ambito regionale, si trova in posizione marginale rispetto alla zona in esame e, all'interno di essa, non riveste un particolare significato geomorfologico.

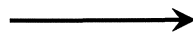


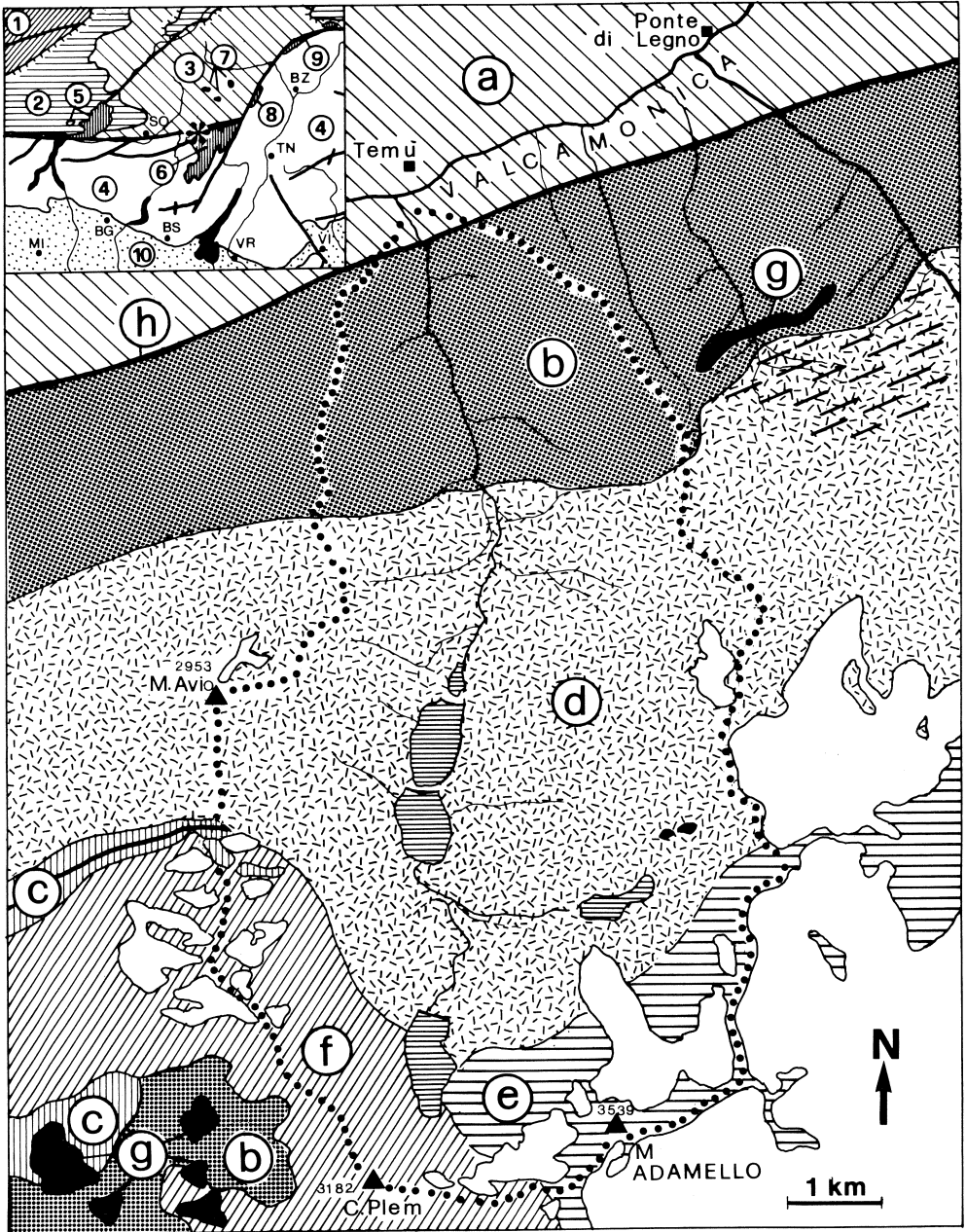
Fig. 2 - Schema tettonico di inquadramento e schizzo geologico della valle dell'Avio. (Ridisegnati da G.N.G.F.G., in stampa; BIANCHI *et Alii*, 1953; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973).

1: Unità elvetiche. 2: Unità penniniche ed ofioliti; 3: Austridi. 4: Alpi Meridionali. 5/9: plutoniti periadriatiche (5: Bregaglia, Novate-S. Fedelino; 6: Adamello; 7: P.sso della Bottiglia, Gran Zebrù, M.ga Mare, Pejo, Lago Verde-V. d'Ultimo; 8: Rumo e Samoclevo; 9: Bressanone). 10: depositi quaternari della Pianura Padana.

Con tratto marcato sono indicate le principali linee tettoniche.

a: Gneiss e scisti del Tonale (basamento cristallino delle Austridi); b: Scisti di Edolo (basamento cristallino delle Alpi Meridionali); c: copertura permo-mesozoica (la linea marcata rappresenta la linea della Gallinera); d: Quarzodiorite biotitica «tipo val d'Avio» (il tratteggio indica litotipi a tessitura orientata); e: Quarzodiorite biotitica «tipo vette centrali dell'Adamello»; f: Tonalite dell'Adamello occidentale; g: Dioriti e gabbri; h: linea del Tonale.





#### 4. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La fisionomia morfologica attuale, anche se non esclusivamente dovuta all'azione dei ghiacciai, mostra ancora evidentissima, specie nella parte medio alta della valle, l'impronta del glacialismo passato: profili trasversali ad U e longitudinali a gradinata, scolpiti in roccia (fig. 3), valli tributarie sospese su quelle principali, circhi, terrazzi, rocce montonate e striate, conche sovraescavate ed imponenti apparati morenici caratterizzano tutta la vallata. Ma il motivo paesaggistico che maggiormente la caratterizza è la serie di gradini o soglie (i «*Riegel*» degli autori tedeschi), alternati con conche di ultraescavazione («*Basin*» degli autori anglosassoni) (fig. 17), che conferiscono alla valle un caratteristico aspetto a gradinata, già pittorescamente descritto da SALOMON (1900): «come perle in una collana si susseguono sui pendii a diversi livelli, una fila di

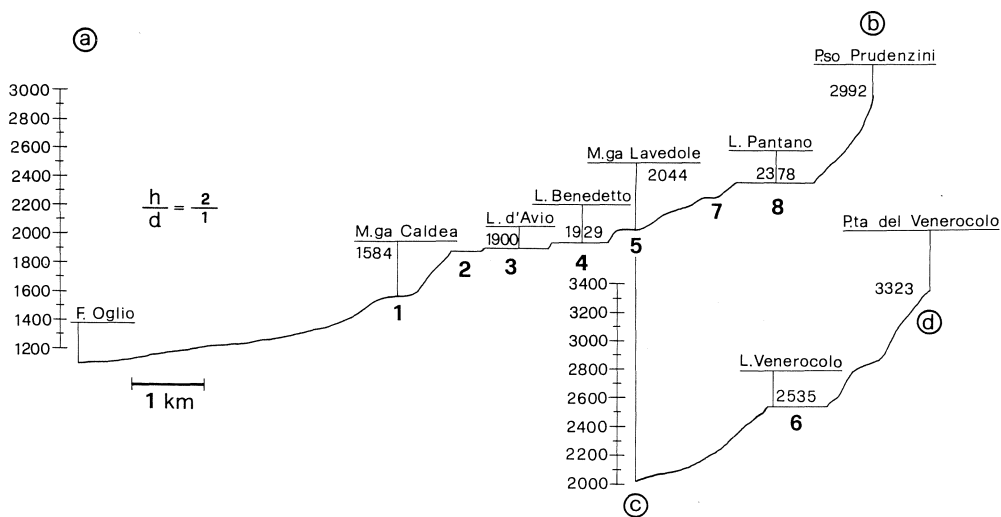


Fig. 3 - Profilo topografico longitudinale della valle dell'Avio (v. fig. 1); i numeri indicano i gradini della valle (Thalstufen sec. SALOMON, 1900; cfr. fig. 4). La scala delle altezze è stata volutamente esagerata.

bacini in roccia, alcuni dei quali già riempiti da coltri alluvionali, altri che invece sono occupati da laghi» (fig. 4). I tratti di versante poco inclinati, ubicati tra Cima Plem ed il Corno di Mezzodì, anche se non molto estesi, rappresentano esempi di spalla glaciale, ed in qualche modo possono assomigliare ad un «*Costér*» (MERCIAI, 1925); al di sopra di questi, si trovano, tra il Corno Baitone ed il M. Avio, numerosi circhi. Ben marcate sono anche alcune docce, specie alla base del versante sinistro nella medio-alta valle. Caratteristiche creste o dossi, a probabile influenza strutturale, e regolate da vistose fratture tagliano trasversalmente la valle principale, con andamento falci-forme, intercettando quasi sempre i già citati gradini; è il caso della cresta che termina davanti al lago del Pantano d'Avio, e del dossone ubicato ad E e ad W della diga del Lago Benedetto, ambedue associati ad una vistosa frattura, la seconda delle quali costituisce una faglia vera e propria (BERRUTI, 1986). Le due grandi conche del Venerocolo e del Pantano dell'Avio, sono caratterizzate da una serie di archi morenici, ancora molto ben conservati, riferibili rispettivamente alla vedretta del Venerocolo ed alla vedretta dell'Avio; tali accumuli vanno poi fondendosi in un intreccio di forme,

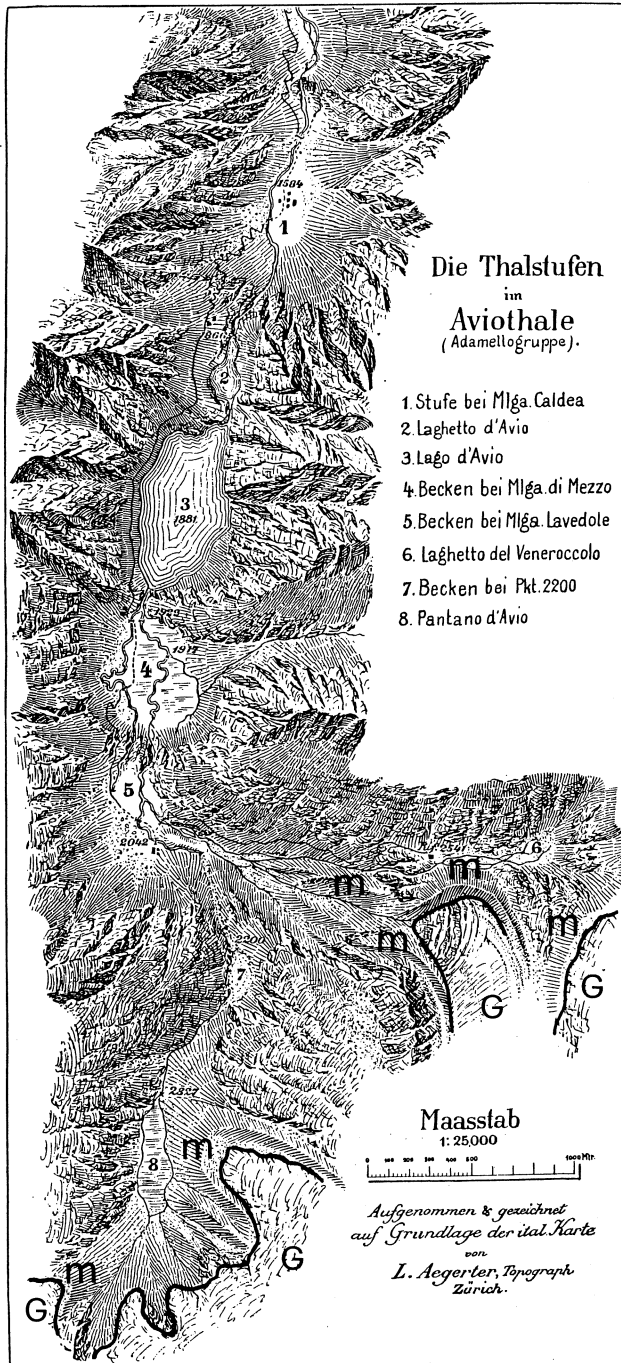


Fig. 4 - Carta topografica della valle dell'Avio da SALOMON (1900), modificata. Con i numeri sono indicati i bacini di sovraescavazione glaciale separati da soglie in roccia (Riegel) che caratterizzano la morfologia di questa valle. Sono indicati anche alcuni depositi morenici (m) ed i limiti raggiunti dalle lingue glaciali (G) alla fine del secolo scorso.

non sempre ben distinguibili, nei pressi di M.ga Lavedole, a testimonianza della fusione nel passato, in questo punto, delle due lingue glaciali.

Dal punto di vista geomorfologico, la valle dell'Avio può quindi essere suddivisa in due parti, aventi per limite l'allineamento La Calotta, Punta di Val Incavata, Pizzo Quadro, Corno di Mezzodi. A S di questo limite è ancora ben evidente l'impronta del glacialismo; a valle invece prevalgono processi di sedimentazione e la morfogenesi glaciale è testimoniata da lembi di depositi o da relitti di forme emergenti dalla copertura detritica.

Le forme del paesaggio riscontrate nella valle dell'Avio possono essere riferite ai seguenti sistemi o gruppi di processi morfogenetici:

- forme e depositi glaciali;
- forme, depositi e processi crionivali;
- forme e depositi dovuti alla gravità;
- forme e depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali.

Al glacialismo si è rivolta particolare attenzione, essendo il processo che ha più profondamente modellato l'area e che ha lasciato le tracce più numerose. Oltre alla distinzione tra forme di erosione e di accumulo, è stato spesso possibile operare una differenziazione abbastanza articolata tra i vari accumuli morenici per ottenere una migliore indicazione cronologica relativa.

Problematica è stata la distinzione tra i depositi dovuti alla gravità e quelli legati ai processi crionivali; quanto abbia agito nella loro formazione l'uno o l'altro od entrambi, è spesso di difficile interpretazione; si considerino per esempio i coni detritici ai piedi dei canali di valanga. A luoghi risulta impossibile dire se questi coni siano dovuti all'azione delle valanghe, o se in periodi non invernali, gli stessi canali agiscano come solchi di scorrimento per fenomeni di trasporto di detrito in massa o di ruscellamento concentrato (nella realtà spesso tutte e tre le ipotesi si verificano in momenti diversi dando origine a forme miste). Nonostante la difficoltà di interpretazione, si è sentita la necessità di incorporare le forme ed i depositi crionivali dal resto, in funzione del particolare ruolo che tale processo riveste in questa area. Nei casi dubbi, si è dato particolare peso al processo morfodinamico che ha agito più vistosamente o per ultimo. Per esempio sono stati cartografati come canali di valanga o coni di valanga, quelli che sono risultati tali all'atto del rilevamento.

L'idrografia e gli elementi del glacialismo attuale sono stati descritti e cartografati come si presentavano alla data del rilevamento di campagna.

## 5. AUTORI PRECEDENTI

(selezione delle principali opere a carattere geomorfologico)

Richissima è la bibliografia, soprattutto di lingua italiana e tedesca, che riguarda il gruppo del M. Adamello nella sua totalità: si possono considerare oltre 150 opere, alle quali vanno aggiunte le numerosissime relazioni sulle variazioni delle fronti dei vari ghiacciai curate dal Comitato Glaciologico. Nutrita è la documentazione geologica s.s. e solo in alcuni di questi lavori viene fatto cenno alla geomorfologia od al Quaternario in genere; alcune informazioni sui depositi quaternari e sulle posizioni raggiunte dai ghiacciai, anche se scarse, possono essere tratte dalle varie carte pubbli-

---

<sup>2</sup> *Carte generale du Theatre de la guerre en Italie et dans les Alpes*, BACLER-D'ALBE 1797; *Original Karte der Adamello-Presanella Alpen*. PAYER 1865-67 alla scala 1:56.000. Petermann's Mitteil; Carte dell'Istituto Geografico Militare del Regno d'Italia alla scala 1/100.000, 50.000, 25.000.

cate dal 1800 ad oggi<sup>2</sup>. La valle dell'Avio non è stata mai oggetto di lavori specifici, ma venne più volte descritta e studiata in opere più generali, che prendono in considerazione l'intero gruppo od ampie porzioni di esso.

CACCIAMALI (1897) in un breve articolo giornalistico, fornisce una descrizione geografica della valle, con cenni ad aspetti geologici e geomorfologici. Tra questi ultimi pone l'accento alla caratteristica struttura a gradini della valle.

SALOMON nei suoi lavori del 1900 e del 1908-10, descrive accuratamente la natura del substrato roccioso. Dal punto di vista geomorfologico, sottolinea le splendide evidenze glaciali, descrivendo la valle come una scalinata di circhi (*Kartreppen*) o meglio come una scalinata di bacini lacustri (*Seetreppen*). L'A. identifica almeno 8 gradini pronunciati (fig. 4) che, eccettuato il primo presso M.ga Caldea, sono autentici bacini rocciosi. Il secondo è il laghetto d'Avio, il terzo il lago d'Avio, il quarto il lago estinto (nel 1908, ed ora lago artificiale) di M.ga di Mezzo (ora lago Benedetto), il quinto il lago estinto di M.ga Lavedole, il sesto il quasi allora estinto lago di Venerocolo<sup>3</sup> (ora lago artificiale di Venerocolo), che si trova nella diramazione orientale della valle, il settimo è il bacino a q 2200 nella parte superiore della valle (non ben visibile come gli altri e ubicato poco a NNE della diga del lago Pantano d'Avio) e l'ottavo è il cosiddetto Pantano d'Avio (attualmente anch'esso bacino artificiale). Le quote estreme dei due bacini sono quindi m 2541, per il ripiano del Venerocolo, e m 1524 per quello di M.ga Caldea (la situazione topografica qui descritta dal SALOMON prima della costruzione delle dighe è osservabile anche in figura 5. L'A. fa delle considerazioni particolareggiate sull'erosione glaciale che non consisterebbe in una «piallatura millimetro per millimetro», bensì in una asportazione di singoli blocchi, che si verificherebbe in modo più intenso alla base di ogni singolo gradino in conseguenza di variazioni della pressione alla base del ghiacciaio. Nella carta geologica alla scala 1:75.000 allegata al lavoro di SALOMON (1908-1910), sono rappresentati anche i depositi morenici ed i ghiacciai; si ritiene però che alcuni di essi non siano stati proprio fedelmente rappresentati, come per esempio quello che scende dal P.sso Venerocolo.

PENCK & BRUECKNER in una parte del loro lavoro del 1909, riprendono in considerazione la struttura a gradini nel settore superiore della valle dell'Oglio, con particolare riguardo alla valle dell'Avio, che contrariamente ad altre valli laterali non si trova sospesa rispetto alla Valcamonica. Vengono anche qui fatte delle osservazioni particolareggiate sul tipo di erosione dei ghiacciai, prendendo lo spunto dalle considerazioni riportate in SALOMON (1900). In accordo con quest'ultimo autore PENCK & BRUECKNER constatano la presenza di numerose fratture e crepacci nella roccia paralleli alla valle, causati «dall'attività dirompente» dell'erosione glaciale e particolarmente evidenti sui fianchi del lago d'Avio. Una ulteriore osservazione viene fatta nei riguardi dello sbarramento del lago Benedetto, sbarramento che continua nel versante sinistro con una costa molto affilata, costituita probabilmente da materiale molto resistente. Gli stessi autori segnalano la presenza di un apparato frontale morenico allo sbocco della valle dell'Avio, di fronte a Temù e lo attribuiscono allo stadio di *Gschnitz*.

DE GASPERI (1913) pubblica alcune osservazioni sui ghiacciai del Venerocolo e

---

*Carta topografica Austriaca* scala 1:75.000 (usata come base da SALOMON 1908-1910);  
*Karte der Adamello und Presanella Gruppe* Deutsche und Österreicher Alpenverein, 1903;  
Carta di PRUDENZINI associata al lavoro del 1895;  
Carte inserite nel lavoro di MARSON, 1912;  
Carte inserite nei lavori di SIBER-GYSI e SCHULZ.

<sup>3</sup> Non c'è forse esattezza di ubicazione nella Tav. IV di SALOMON (1900) tra la posizione del bacino n° 6 e la realtà; SALOMON stesso annota che non ricorda bene se l'effettiva distanza tra il lago n° 6 ed il Rifugio Garibaldi comprenda solo un unico bacino o se in origine ce ne fossero due.

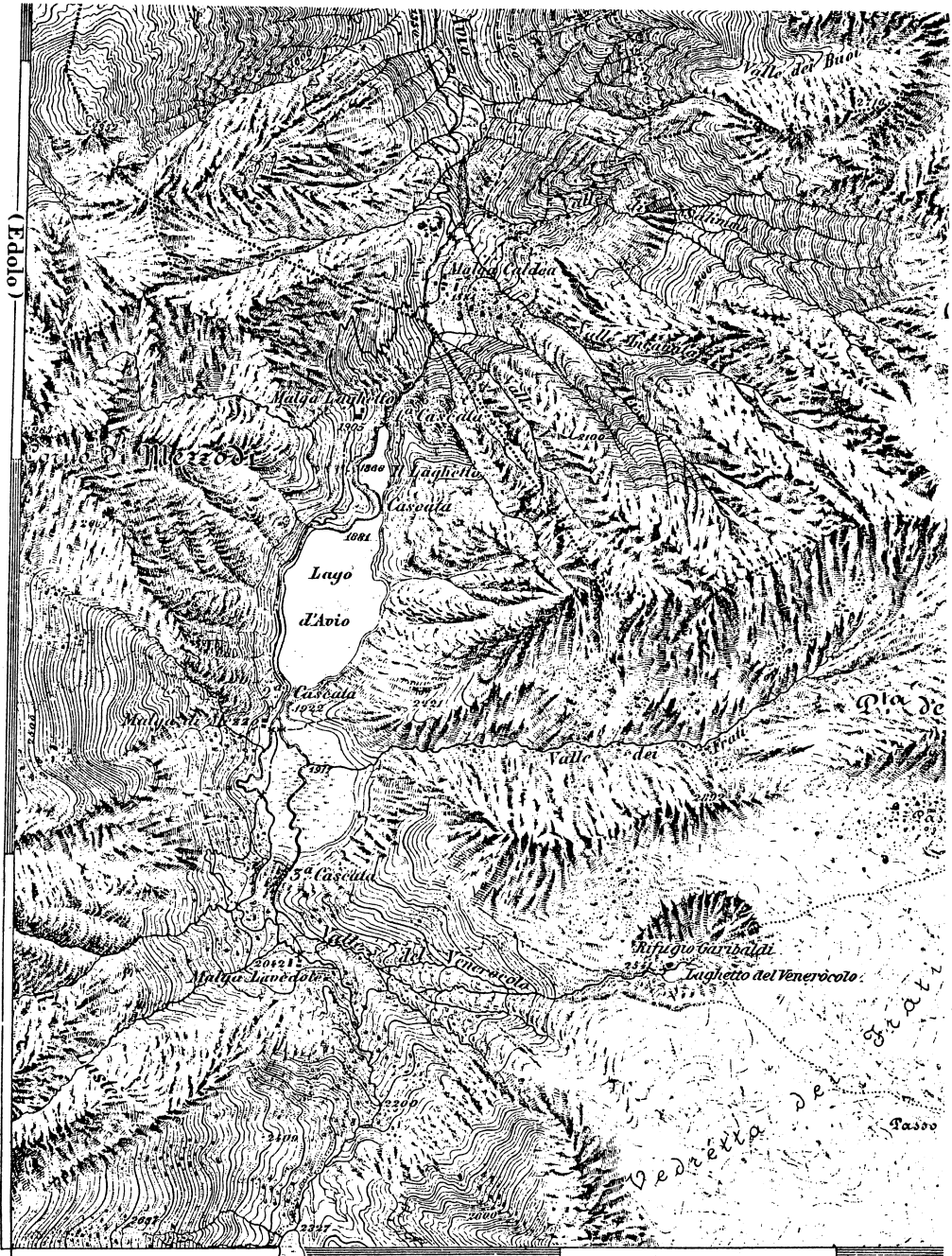


Fig. 5 - Stralcio della Tavolettina I.G.M. «Temù». Levata del 1885. Si notino: l'estensione della vedretta dei Frati (attuale vedretta del Venerocolo), le conche di ultrascaivazione glaciale (due delle quali sono occupate dal laghetto del Venerocolo e dal lago d'Avio) e la piana a S della seconda cascata (attualmente occupata dal lago Benedetto), impaludata.

dell'Avio, assieme ad uno schema della fronte del primo. L'estremità inferiore del ghiacciaio del Venerocolo raggiungeva nel 1912 la q. di 2475 m, mentre la parte denominata Vedretta dei Frati stazionava sui 2700-2800 m. L'imponenza degli apparati morenici di questo ghiacciaio, in proporzione alla ridotta dimensione dello stesso, vengono giustificate dalla presenza dell'altissima parete dell'Adamello che lo sovrasta. Sulla lingua vengono segnalate la presenza di belle tavole. Dalla stessa nota si evince che, nel 1912, il ghiacciaio dell'Avio aveva, nella zona nordorientale, una bella lingua che scendeva fino a 2460 m circa, mentre le altre fronti terminavano assai assottigliate e troncate attorno a q. 2690. Viene da ultimo rilevata l'imponenza della morena laterale destra e notificato che la lingua principale aveva un apparato frontale.

In MERCIAI (1925) è contenuta una descrizione esauriente e particolareggiata della valle dell'Avio; vengono citati i famosi «costér», le spalle glaciali frequenti e caratteristiche del gruppo dell'Adamello e vengono descritti i vari ghiacciai, compresi quelli più piccoli. Per quanto riguarda quello dell'Avio, viene riportata una fotografia ed in base all'analisi delle carte austriache e dell'I.G.M., l'A. conclude che nei primi del 1900 l'estensione della lingua doveva essere poco più forte dell'attuale (1925). Analoghe osservazioni sono fatte per il ghiacciaio del Venerocolo del quale, per la prima volta, vengono espressamente citate le antiche morene laterali destre più in basso del vecchio Rifugio Garibaldi. In questo lavoro è citata una lunga serie di autori precedenti che sotto vari aspetti hanno studiato l'Adamello.

SACCO (1936) cita in alta Valcamonica tra Edolo e Ponte di Legno, la presenza di terrazzi Pleistocenici «di origine glaciale» e di morene insinuate nelle valli laterali; tra queste richiama anche la valle dell'Avio (pg. 732, III). Nella carta in scala 1:500.000 allegata al suo lavoro segnala anche morene Oloceniche all'interno della valle dell'Avio e Pleistoceniche sui fianchi ed allo sbocco della stessa, in Valcamonica.

BIANCHI & DAL PIAZ (1940) dopo aver rilevato la presenza delle morene frontali allo sbocco della valle dell'Avio, che PENCK (1909) attribuì allo stadio di *Gschnitz*, affermano che in alta valle oltre ad affiorare morene recenti ed attuali, sono diffuse superfici lisce e rocce montonate. Richiamando gli AA. precedenti, citano la caratteristica struttura a gradini della valle, come tipico esempio di morfologia glaciale. Per concludere richiamano la presenza di depositi alluvionali recenti ed attuali in bassa valle dell'Avio nonché di detriti di falda diffusi un po' ovunque.

Nelle carte geologiche allegata ai lavori di SCHIAVINATO (1951) e poi di MOTTANA & SCHIAVINATO (1973) sono segnalati depositi detritici e morene presenti ad E della dorsale M. Avio-M. Baitone. Analoghe indicazioni riportano i Fogli 19 Tirano e 20 Adamello, rispettivamente del Servizio Geologico d'Italia e dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle acque di Venezia (ACCORDI *et Alii*, 1969; ANDREATTA *et Alii*, 1953).

ALBERTINI (1952), analizza in modo accurato le condizioni di innevamento riferite ad alcuni ghiacciai della valle dell'Avio, e segnala la presenza di numerosi archi morenici alle fronti dei vari apparati; cita in particolare le morene frontali del ghiacciaio della Calotta e di quello orientale del Baitone, riferendole, senza motivazione, allo stadio di *Fernau*. Viene inoltre notata una accentuata variazione della morfologia della lingua del ghiacciaio del Venerocolo dal 1939 al 1950.

Il lavoro senza dubbio più completo dal punto di vista geomorfologico è quello di CASTIGLIONI (1961), nel quale vengono analizzati i depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella, con particolare riguardo agli stadi postwürmiani. Vengono analizzati, cartografati e datati, i vari depositi morenici per ognuna delle valli dei due gruppi in esame e vengono ricostruite le probabili aree occupate dai ghiacciai nei vari stadi. Confronti cronologici tra i diversi ghiacciai del passato e datazioni di antichi depositi morenici, vengono fatti mediante calcolo, per ciascun ghiacciaio, dell'altitudine del limite delle nevi permanenti applicando il metodo del KUROWSCHI, che si è presentato

il più idoneo allo scopo. Vengono così riconosciute testimonianze degli stadi di *Buhl*, *Sciliar*, *Gschnitz*, *Daun*, *Egesen* e forse *Fernau*; evidenti ovunque e potentemente sviluppate le morene del secolo XIX o quelle ancor più recenti. Il lavoro è corredato da una carta del Gruppo Adamello-Presanella con datazioni degli argini morenici e ricostruzioni dei vari ghiacciai stadiali. Per quanto riguarda in particolare la valle dell'Avio, CASTIGLIONI riconosce come morene più antiche quelle ubicate allo sbocco della valle nel F. Oglio, riferendole allo stadio di *Gschnitz*, in accordo con quanto segnalato dal PENCK (1909). Gli altri depositi morenici ubicati all'interno della valle, nei dintorni, ad E e a S di M.ga Lavedole risalirebbero allo stadio di *Daun*, mentre quelli posti nelle vicinanze dei ghiacciai attuali sarebbero riferibili al XIX secolo.

CHARDON (1975), nella sua opera sulle prealpi lombarde dedica una parte al massiccio dell'Adamello, ma data la vastità dell'area in esame, non fa specifico riferimento alla valle dell'Avio. Vengono riportate osservazioni generali sulla morfologia glaciale e sul modellamento del massiccio; in una carta morfostrutturale a piccola scala, vengono segnalate alcune forme. Un riferimento specifico viene fatto per la valle dei Frati, che viene considerata un particolare tipo di circo.

PANTALEO (1975), fornisce una interessante sintesi sulla toponomastica dei ghiacciai dei gruppi del Bernina e dell'Adamello; tra quelli di quest'ultimo gruppo l'A. cita anche alcuni ghiacciai presenti in valle dell'Avio, riportando notizie e precisazioni di carattere storico-geografico.

Una nutrita serie di autori si è occupata anche degli aspetti del glacialismo attuale; tra questi si citano: ALBERTINI, CATASTA, DE GASPERI, MARSON, MERCIAI, NANGERONI, PARISI, SAIBENE, SMIRAGLIA e VILLA.

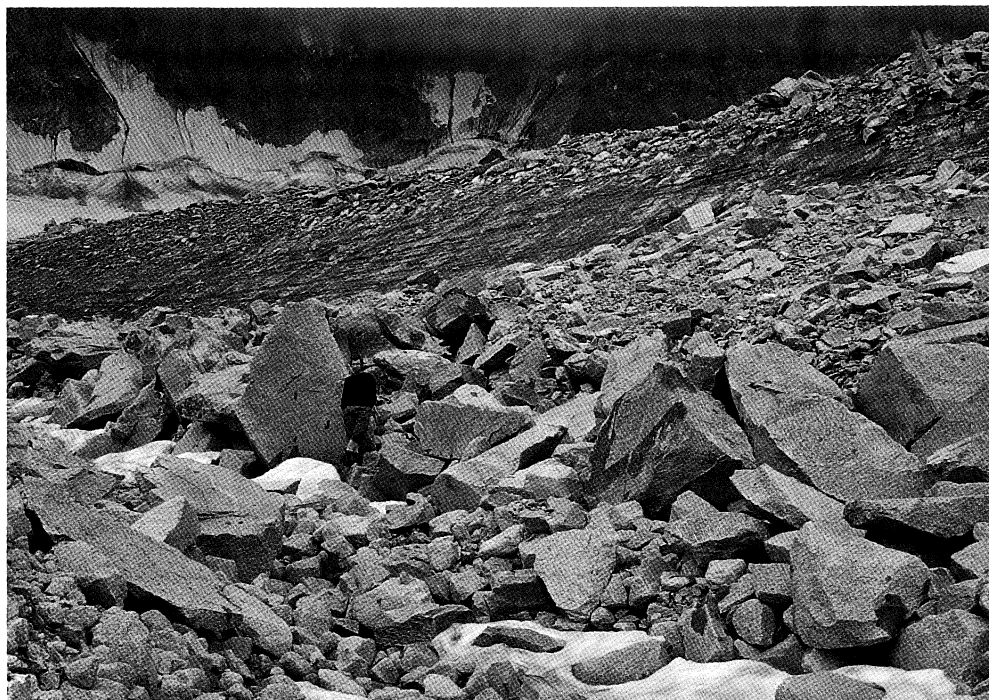


Fig. 6 - Argine destro attuale della vedretta del Venerocolo.



## 6. MORFOGENESI GLACIALE

### 6.1 Forme di accumulo

#### *Premessa*

Gli accumuli morenici presenti nella valle dell'Avio, sulla base delle osservazioni di campagna effettuate, possono essere attribuiti ad uno dei seguenti tipi:

- a) morene immediatamente a ridosso delle attuali lingue glaciali, freschissime, con massi a spigoli vivi, localmente con matrice, non lichenizzate (morene attuali) (fig. 6);
- b) morene poste in prossimità delle attuali lingue glaciali, rilevate, con profilo trasversale affilato, fresche, con massi a spigoli vivi e a superficie liscia, con matrice abbondante, debolmente lichenizzate (Olocene non attuale; XIX secolo - piccola glaciazione) (figg. 7 e 12);
- b') morene con massi a spigoli vivi scarsamente lichenizzate, sepolte da quelle del precedente tipo, o ad esse esterne (Olocene non attuale); XVII-XVI secolo?; piccola glaciazione) (fig. 8).

Per la datazione di queste morene (b e b'), non essendo per ora in possesso di dati quantitativi significativi (ricavati con i metodi utilizzati da OROMBELLI & PELFINI, 1986 e dai vari autori in G.N.G.F.G., in stampa), ci si è basati sull'osservazione speditiva del grado di lichenizzazione presente sui massi. La modesta copertura lichenica presente su queste morene, ha permesso di effettuare la distinzione tra i depositi glaciali della piccola glaciazione<sup>4</sup> e quelli più antichi (c e d).

- c) morene con massi a spigoli arrotondati, modellate in cordoni poco rilevati, con sommità alquanto arrotondate, a scarsissima (quasi assente) matrice; i massi presentano superficie scabra per micromorfoselezione, che mette in risalto i componenti femici delle rocce magmatiche; sono fortemente lichenizzate, con licheni a diametri individuali decisamente maggiori di quelli presenti nei tipi b e b' (Pleistocene; tardiglaciale) (fig. 10).

In prima approssimazione tali depositi sono stati attribuiti agli ultimi stadi del tardiglaciale, in considerazione del fatto che, secondo i dati della letteratura (PENCK & BRUECKNER, 1909; SALOMON, 1908-1910; KLEBESBERG, 1935; SACCO, 1936; CASTIGLIONI, 1961), le fronti dei ghiacciai corrispondenti agli stadi tardiwürmiani più antichi, hanno lasciato depositi a quote più basse, e al margine della zona in esame.

- d) morene con molta «matrice», in parte derivante dalla degradazione dei massi, abbondantemente ricoperte di vegetazione (Pleistocene).

#### *Valle di Venerocolo*

In questa ampia valle ad andamento EW, che si collega alla valle dell'Avio nei pressi di M.ga Lavedole, sono ben conservati e visibili numerosi sistemi di archi morenici. A ridosso della lingua del ghiacciaio del Venerocolo, sulla destra idrografica è visibile una fitta serie di cordoni freschi (fig. 6), il più interno dei quali, lambisce la lingua stessa. Una serie di altri argini, alcuni molto corti, altri lunghi dai 500 ai 900 m, in

---

<sup>4</sup> Come è emerso con precisione da analoghi studi condotti in altre vallate alpine dai sopracitati autori, la costruzione di alcune di queste morene, può essere iniziata nell'Olocene anche in tempi anteriori alla piccola glaciazione.

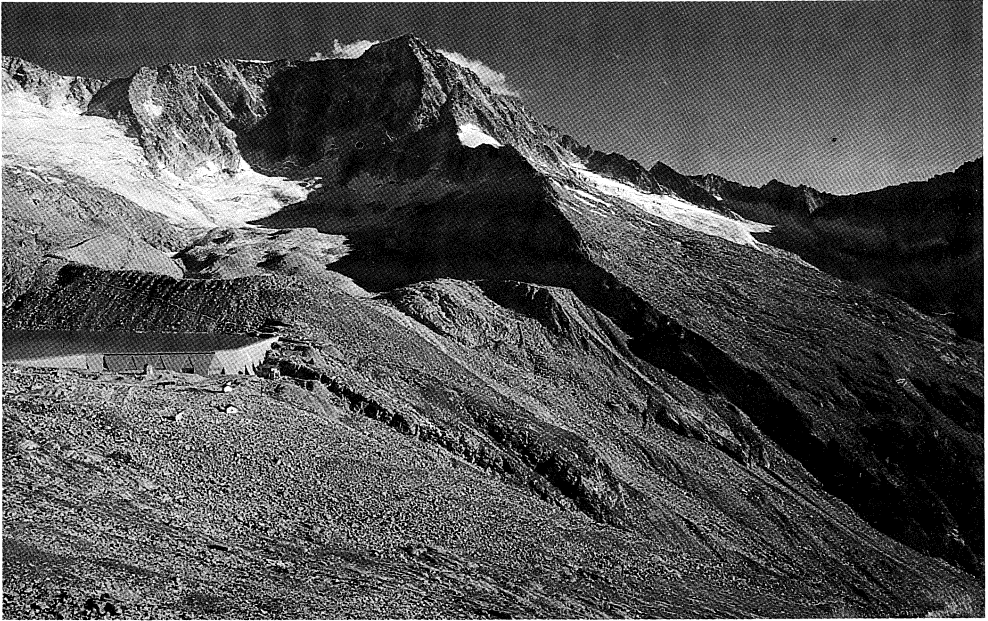


Fig. 7 - *Apparato morenico del ghiacciaio di Venerocolo visto dalla Bocchetta Bassa. Sullo sfondo la parete N dell'Adamello. Si noti la morena del XIX sec. (a ridosso del lago) che ricopre una morena più antica maggiormente inerbata, forse riferibile al XVII sec. (un lembo di essa è visibile al di sopra della «spalla» della diga).*

numero da due a sei<sup>5</sup>, caratterizzano l'area tra la lingua stessa e la lunga morena molto affilata ed alta (fig. 7), perfettamente conservata e continua, che da q. 2690 circa scende fino a 2200 m, marginando a meridione, con parte del suo fianco, l'attuale lago artificiale del Venerocolo.

Tutta questa serie di morene presenta le stesse caratteristiche tessiturali (rientrano nel tipo b della classificazione); l'unica differenza è data dalle dimensioni del già citato argine più esterno, lungo più di 1500 m, che suggerisce una lingua molto più ampia dell'attuale e soprattutto più gonfia. Il tentativo di chiusura di questo argine, nei pressi di q 2600 (poco a S della diga del Venerocolo) denuncia un probabile stazionamento della lingua stessa, in corrispondenza del gradino in roccia di q 2550. Appare inoltre abbastanza evidente che questo lungo argine ha totalmente sepolto (a parte alcuni esigui lembi), un analogo cordone di simile forma ma più basso di circa 10 m (fig. 7). Tali rapporti sono ben osservabili risalendo fuori sentiero il fianco esterno della potente morena circa 100 m a S della diga; affiora, parzialmente affogato, un esiguo lembo del vecchio argine, nettamente distinguibile da quello che lo ricopre (fig. 8), per il diverso grado di lichenizzazione dei massi che lo costituiscono nei confronti delle altre morene fin qui descritte. Ulteriori cordoni (da due a tre) sono ubicati

<sup>5</sup> SAIBENE (1952) afferma che la lingua glaciale, alla sua destra idrografica, si salda quasi alla grandiosa morena laterale. Dallo stesso scritto sembra inoltre di capire che la fronte fosse quasi a ridosso del gradino di q 2550. Circa alla stessa quota doveva trovarsi alla fine del secolo scorso, come è indicato nella Tav. IV allegata al lavoro di SALOMON (1900).

esternamente alla grande morena in posizione più bassa ed appaiono lichenizzati.

Sulla sinistra della citata vedretta si osservano altre morene laterali (fig. 9) (due ben individuabili e forse lembi di una terza), assai meno marcate ed eleganti di quelle di destra. A valle della soglia di q 2550, si possono ancora osservare lembi delle morene laterali, proseguire fino a circa q 2200; oltre tale punto le forme ad argine non sono più evidenti e le morene sfumano nei depositi proglaciali.

Il lembo del ghiacciaio della vedretta del Venerocolo, posto ai piedi della parete che va da Cima Garibaldi a Punta Falcone, presenta davanti alla sua fronte lunghi cordoni morenici, molto ondulati, il più a monte dei quali si spinge sin sotto a punta del Venerocolo, ove si interrompe per articolarsi poi in vari festoni. Tutto l'ampio ripiano posto immediatamente a valle, fino alla ripida scarpata in roccia sovrastante il lago Venerocolo, risulta ricoperto da depositi morenici. SALOMON (1900, 1908-1910), segnala la presenza del ghiacciaio in prossimità del bordo di questa scarpata.

La morena laterale sinistra più esterna della lingua del Venerocolo, l'alto e lungo argine destro della stessa lingua, e gli argini posti ad W della cresta tra Punta Venerocolo e Cima Garibaldi, sono riferiti, in CASTIGLIONI (1961), allo scorso secolo. Concordi in questa attribuzione, si specifica che all'esterno di questo sistema è riscontrabile un episodio denunciato dalla morena sepolta a spigoli vivi, lichenizzata, con massi lisci, più antica degli accumuli del XIX secolo.

Potrebbe essere questa fase riferibile al XVII secolo (stadio di *Fernau*)? Non si è per ora in possesso di dati quantitativi per affermarlo, però in base ad alcune considerazioni riportate in CASTIGLIONI (1961), tale ipotesi potrebbe essere presa in considerazione. Sulla base delle argomentazioni riportate da questo ultimo autore,



Fig. 8 - Particolare dell'argine morenico del XIX sec. del ghiacciaio del Venerocolo. È ben evidente l'argine del XIX sec. che ricopre una morena più antica forse riferibile al XVII sec.



Fig. 9 - Morena laterale sinistra del ghiacciaio del Venerocolo. Sulla destra coperta dalla neve, la falda di detrito attuale.

le morene delle fasi iniziali della piccola glaciazione avrebbero dovuto deporsi nelle stesse posizioni o nelle immediate vicinanze di quelle del XIX secolo. Tale osservazione trova riscontro per esempio, nel fatto che, sempre secondo CASTIGLIONI (1961), le uniche morene riferibili allo stadio di *Fernau* nel gruppo dell'Adamello, sarebbero quelle in val di Genova, nella conca di Bedole, 50 m più a valle di quelle del XIX secolo. Si potrebbe quindi pensare che in valle Venerocolo, le morene del secolo scorso non avrebbero ricoperto totalmente quelle dello stadio di *Fernau* e la più ridotta mole dei ghiacciai di questa stessa fase, ipotizzata dagli Autori precedenti, troverebbe riscontro nella forma assunta dai lembi delle rispettive morene, qui più depresse di quelle del XIX secolo.

Particolari rapporti tra le morene oloceniche, sono stati recentemente riscontrati anche da OROMBELLI (in G.N.G.F.G., in stampa), alla fronte del ghiacciaio di La Mare e presso la vedretta delle Rosole, il ghiacciaio di Verra e di Pré de Bar. Morene riferibili al XIX secolo, appaiono «...sfondare e sorpassare le morene frontali di precedenti avanzate delle quali si conservano solo dei moncherini in posizione laterale».

Molto bene si distinguono nella valle del Venerocolo anche gli argini degli stadi tardiglaciali; sul lato destro della valle si possono osservare numerose serie di morene laterali (fig. 10), risalendo la mulattiera che conduce al Rifugio Garibaldi. Le prime che si incontrano (quattro e forse cinque cordoni paralleli, due dei quali sono attraversati dal sentiero) occupano un ripiano<sup>6</sup> tra q 2150 e 3000-3050. Tali argini

<sup>6</sup> Nel contesto morfologico generale tale ripiano, attualmente abbondantemente ricoperto da morena, ricorda, una spalla glaciale, superficie di erosione riferibile probabilmente al Pleistocene.

appaiono come lunghi dossi scheletrici, poco rilevati e con sommità alquanto arrotondate, costituiti da grossi massi abbondantemente lichenizzati, a spigoli prevalentemente arrotondati con superficie scabra e privi di matrice (rientrano nel tipo c della tipologia presentata al paragrafo 6).

Analoghe caratteristiche presenta la serie di argini ubicata nella zona denominata «Il Calvario» (v. Tav. Temù, I.G.M. F°20 IV SO), attraversata dal sentiero che conduce ai vecchi impianti dell'ENEL di q 2353. Nelle immediate vicinanze del Rifugio Garibaldi sono visibili altri cordoni, dei quali quello più a W (distrutto nella sua parte più meridionale per la costruzione della diga) prosegue verso monte, in direzione del P.sso del Venerocolo (fig. 11).

Tutto questo complesso di argini morenici, che indicano una molteplicità di piccole oscillazioni, sono spiccatamente diversi da quelli ubicati nelle vicinanze della vedretta del Venerocolo; non avendo osservato altre morene in posizione intermedia tra questi due sistemi, si propone di riferire questa serie di morene alle ultime fasi Pleistoceniche<sup>7</sup>.

Lungo il sentiero che conduce al P.sso del Venerocolo, intorno a quota 2725 si attraversa un altro argine morenico (fig. 11), che si ritiene non coevo a quelli ora descritti, ma più recente, in quanto appare meno degradato; in virtù della forma molto arcuata che presenta la fronte di tale argine, si è propensi ad attribuire la sua messa in posto ad un lobo della vedretta del Venerocolo<sup>8</sup>, in un periodo in cui questa si estendeva fino al passo omonimo. Nella carta geologica di SALOMON (1908-1910) è raffigurata una lunga e stretta lingua che scende fino circa all'altezza dell'attuale Rifugio Garibaldi, ma si ritiene questo dato non esatto. Nella carta I.G.M. 1:25.000 Temù ed. 1885 (fig. 5), sembra di notare la presenza di ghiaccio fino a ridosso della sopraccitata morena frontale; alla luce di tali dati, si è propensi ad attribuire la sua formazione al secolo scorso (almeno parzialmente).

### *Testata valle dell'Avio*

La serie degli argini morenici risulta ridotta se confrontata con quella della valle di Venerocolo e soprattutto non articolata in più serie di argini.

L'unica morena laterale attuale, posta a ridosso del ghiacciaio è rinvenibile a N della placca principale ai piedi della lunga ed alta morena che caratterizza questa parte dell'alta valle dell'Avio. Quest'ultimo affilato argine (fig. 12), all'interno del quale è evidente una serie di valli a luoghi mascherati da detrito di versante, appare parzialmente inerbito nella parte esterna e ricchissimo di matrice (fig. 13): traccia con il suo limite i confini di quella che doveva essere la lingua vera e propria della Vedretta dell'Avio nel XIX secolo, che andava ad occupare in parte la zona attualmente invasa dal lago artificiale. Questo alto cordone trova il suo corrispondente sinistro in un analogo argine, che però è molto più corto. Tra questi due, una morena frontale (fig. 12) denuncia una sosta della lingua a circa 100 m dall'attuale lago, che potrebbe rappresentare la fronte del 1912 (DE GASPERI, 1913); si stacca dalla laterale destra in prossi-

<sup>7</sup> Secondo gli schemi di KLEBESBERG e SENARCLENS-GRANCY, CASTIGLIONI (1961) riferisce questa serie di morene (già segnalate dal PENCK, 1909 e dal MERCIAT, 1925), allo stadio di *Daun*, non escludendo però il fatto che forse gli archi più interni potrebbero riferirsi all'*Esegen*, essendo le morene di quest'ultimo stadio quasi sempre assai più vicine a quelle del *Daun* che a quelle storiche, vicine al punto tale che l'A. si chiede se sia giusto considerare uno stadio distinto e non semplicemente una oscillazione del gruppo *Daun*.

<sup>8</sup> Tale situazione è casualmente rappresentata nella carta di zone turistiche d'Italia 1:50.000 del Touring Club Italiano D 63 ed. 1980; in questa rappresentazione errata del ghiacciaio del Venerocolo, sono stati considerati come ghiaccio tutti i nevai presenti fino a stagione avanzata.

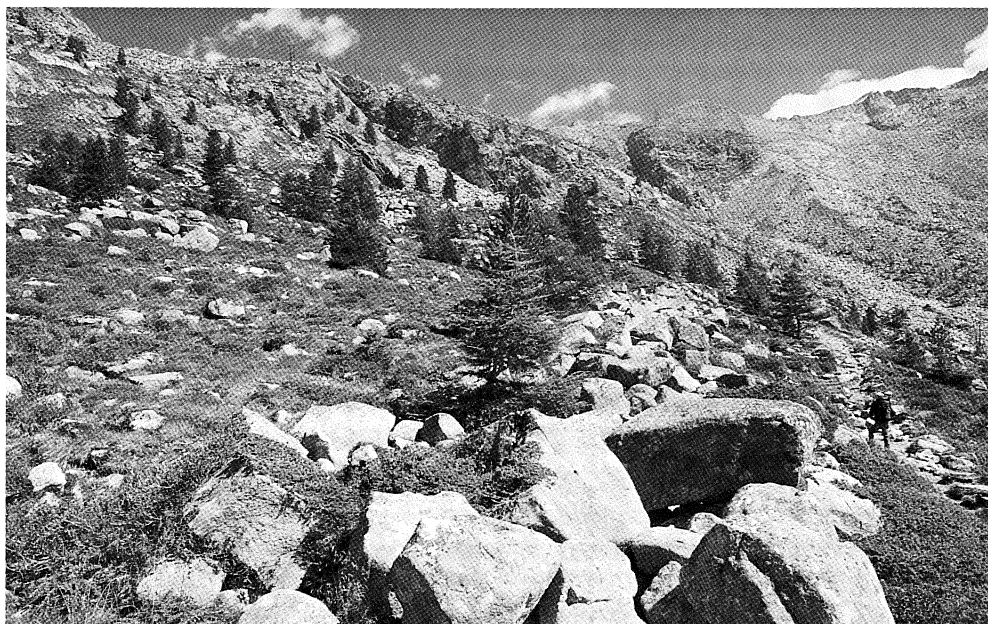


Fig. 10 - *Argine morenico tardiglaciale della valle di Venerocolo*. È ubicato lungo il sentiero che sale al Rifugio Garibaldi (visibile sulla destra) prima del «Calvario». Si notino il profilo arrotondato e poco rilevato, l'assenza di matrice tra i massi, a spigoli smussati con superficie scabra e fortemente lichenizzati. La copertura vegetale appare discontinua ed è costituita da arbusti contorti e residui di «cembreta».



Fig. 11 - *Argine morenico tardiglaciale ad W del Rifugio Garibaldi*. È costituito da grossi massi a superficie scabra e privi di matrice. Si noti il detrito sparso sul substrato roccioso. Sullo sfondo si vede il vallo morenico attraversato dal sentiero per il P.sso del Venerocolo, riferibile con tutta probabilità al XIX secolo.

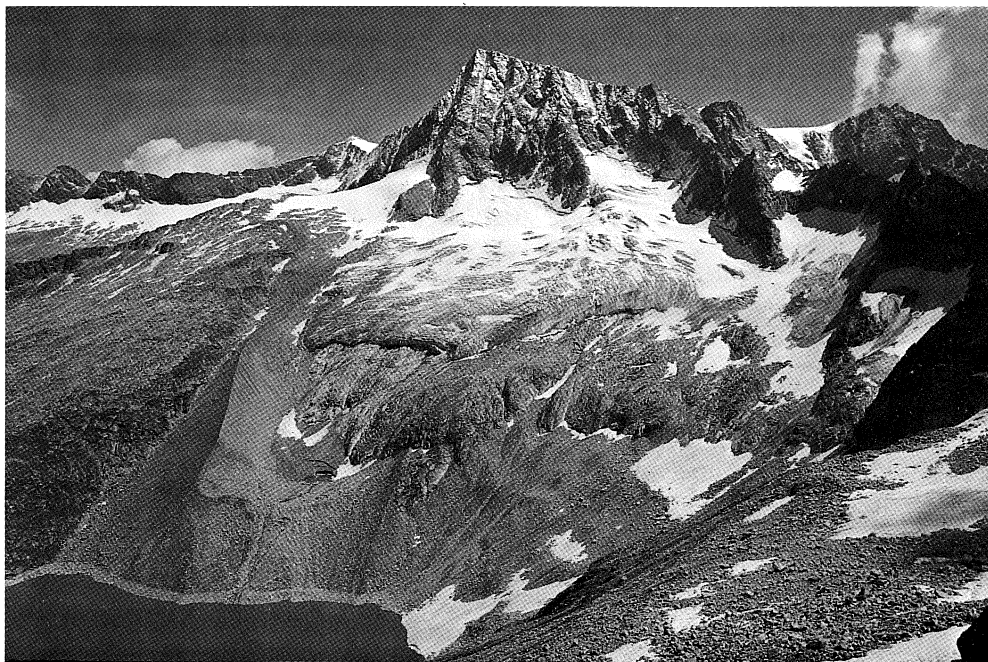


Fig. 12 - *Morena della vedretta dell'Avio*. L'insieme è riferibile al XIX-XX sec. Si noti una piccola morena frontale che potrebbe rappresentare la posizione della lingua glaciale nei primi anni del secolo (DE GASPERI, 1913); in secondo piano la vedretta e sullo sfondo l'Adamello (foto Pasinetti). All'interno della grande morena destra, la differenza cromatica dei detriti, evidenzia il limite raggiunto dal ghiacciaio nella fase del 1925 circa.

mità della sua terminazione, creando un motivo a doppia cresta. Il bordo più esterno di quest'ultima continua lateralmente suggerendo una piegatura verso NW della lingua. Tra questo cordoncino e la sopraccitata morena frontale, che sbarra un piccolo pantano ed un laghetto, è intuibile un dosso detritico allungato che potrebbe rappresentare un'ulteriore argine. La grande morena laterale destra presenta identiche caratteristiche tessiturali e morfologiche di quella altrettanto evidente del ghiacciaio del Venerocolo, suggerendo uno stesso grado di attività dei due ghiacciai ed analoghe caratteristiche (lingue molto gonfie e con fronti più basse topograficamente dell'attuale posizione). Nel lavoro di SALOMON (1900: fig. 4) e nella carta geologica dello stesso A. (1908-1910) alla scala 1:75.000, le quattro porzioni del ghiacciaio dell'Avio appaiono unite con una fronte a quattro lobi.

Davanti alla placca di ghiaccio di P.sso Prudenzini, appaiono, misti a detrito, depositi morenici riferibili a questo lembo della vedretta dell'Avio. All'interno di essi è localmente riconoscibile qualche argine di nivomorena. Ai piedi del piccolo glacionevato di Punta Plem sono presenti altri cordoni morenici. Abbastanza visibili sono anche le tracce delle fasi tardiglaciali; poche sono le morene che si possono rinvenire integre: relitti di cordoni morenici, una serie di massi erratici (fig. 14) e morenico sparso sono ubicati fino a q 2600 circa, sulla spalla relitta ad W del Pantano dell'Avio. Sull'opposto versante si nota un allineamento di massi, con tutta probabilità relitto di una vecchia morena, a NW ed a SE del punto quotato 2518.

Una concentrazione di detrito morenico nastriforme è inoltre rilevabile sul ciglio superiore della doccia glaciale, sempre ad W del lago Pantano; potrebbe rappresen-

tare ciò che resta di un lungo argine laterale (rilevabile come tale sullo stesso allineamento più a valle, dall'altezza della diga verso N, in direzione della conca di Lavedole). Risulterebbe qui fortemente degradato dai numerosi fossi di ruscellamento che fungono anche da corridoi di valanga, provenienti dal vasto pianoro ad E di P.sso dell'Avio.

Resti della corrispettiva laterale destra potrebbero essere riconosciuti nell'argine ubicato immediatamente ad E della diga e parzialmente sventrato da un piazzale ENEL.

I detriti che costituiscono sia il morenico sparso che l'ossatura dell'argine morenico, presentano spigoli prevalentemente arrotondati, forte lichenizzazione, superficie scabra e matrice praticamente assente. Ricordano i depositi del fianco destro della valle del Venerocolo; per questi motivi si ritiene opportuno considerarli coevi, riferendoli alle fasi tardiglaciali pleistoceniche. Tale attribuzione trova riscontro in CASTIGLIONI (1961) che li ritiene dauniani.

#### *La conca di M.ga Lavedole*

Nella conca di M.ga Lavedole, sono collocati numerosi archi, riferibili sia al ghiacciaio del Venerocolo che a quello dell'Avio, poichè in questa zona i due apparati glaciali confluivano e si saldavano tra loro. Non tutte le morene sono ben evidenti, specie alcune laterali sinistre del ghiacciaio dell'Avio. Risultano ben conservate la grossa morena mediana (con una doppia cresta), compresa tra la lingua del Venerocolo e quella che scendeva dal Pantano d'Avio ed una serie di altri argini (fig. 15), da considerare come morene laterali sinistre della vedretta dell'Avio. Anche se vegetati, questi argini appaiono costituiti da grossi massi a spigoli arrotondati; dove la vegetazione non li ricopre, è evidente una forte lichenizzazione ed una superficie scabra (rientrano nel tipo c della classificazione presentata nella premessa del § 6). Una debolissima spalmatura di morenico ricopre le rocce montonate della soglia, a monte del lago Benedetto; rappresenta il lembo morenico più basso di tutta la valle dell'Avio ad esclusione di quelli presso Temù (tipo d della classificazione adottata).

#### *Versante tra i Lasté e Corno di Mezzodi*

Attualmente il settore occidentale della piana di M.ga Lavedole risulta abbondantemente intasato di detriti, modellati in ampi ed eleganti coni, ma la topografia lascia supporre che in questa conca si riversasse una terza lingua proveniente dai circhi di Cima Lavedole e del Corno Baitone, come descritto in CASTIGLIONI (1961). Le tracce che possono testimoniare questo fatto sono una serie di tre argini paralleli in direzione della conca di Lavedole, depressi, scheletrici<sup>9</sup>, troncati a q 2325 circa (fig. 17): dovrebbero rappresentare una serie di piccole morene laterali sinistre. La loro disposizione ondulata e vergente verso S nel loro tratto terminale, indica che i ghiacciai dei circhi di Cima Lavedole e del Corno Baitone, erano uniti in un'unica lingua, che scaricava verso M.ga Lavedole lungo il vallone ad E della località «I Lasté», al piede cioè del costone roccioso che separa questa zona dall'alta conca dell'Avio; una morena frontale arcuata alla q di 2400-2425 m indica una sosta. Un piccolo dosso allungato, parzialmente coperto dai detriti di versante, ubicato immediatamente ad W

---

<sup>9</sup> Queste morene, ricordano per caratteristiche tessiturali, grado di lichenizzazione e forma, quelle più esterne della valle del Venerocolo e dell'Avio; rientrano nel tipo c della classificazione utilizzata nel presente lavoro e sarebbero quindi riferibili al Pleistocene.





Fig. 13 - *Particolare dell'argine morenico destro della vedretta dell'Avio.* Si noti la simmetria di questo «affilato argine», più acclive ed interessato da fenomeni di ruscellamento nella parte interna, parzialmente inerbato all'esterno, ricchissimo di matrice e con grossi massi (si confrontino le dimensioni con la figura umana sulla sinistra).



Fig. 14 - *Masso erratico.* È ubicato circa a q. 2640, sulla «spalla» rocciosa ad W del lago Pantano. Sullo sfondo si nota la morena della vedretta dell'Avio.



Fig. 15 - *Cordone morenico tardiglaciale ad E di M.ga Lavedole*. Le caratteristiche di questo cordone sono analoghe a quelle dell'argine rappresentato in fig. 11. La copertura vegetale arborea è costituita però da larici prevalenti.

della depressione di q 2081 potrebbe forse rappresentare un ulteriore lembo morenico riferibile al sopracitato sistema (lembo di morena laterale destra?). Nelle immediate vicinanze, a S della palude di M.ga Lavedole, è ben visibile un piccolo argine inciso al centro da un corridoio di valanga; concordi con le argomentazioni riportate in CASTIGLIONI (1961), si considera questo accumulo come un argine di nevaio locale.

Due morene abbastanza fresche, del secolo scorso, sbarrano frontalmente sia il piccolo circo di Cima Lavedole, alla q di 2625-2650 m<sup>10</sup>, che quello del Baitone; quest'ultimo vallo risulta sospeso su un gradino in roccia.

Altri depositi morenici si trovano sul fianco sinistro della valle dell'Avio (fig. 16), al di sotto dei circhi compresi tra Cima Lavedole e M. Avio; alcuni di questi scendono fino a q 2250 ad W del lago Benedetto. Archi frontali ben conservati sono rinvenibili a partire da q 2400, specie a valle del circo di P.sso Gole Strette. L'argine frontale ad E di Corno Giuello, costituito da detriti provenienti dalla zona di contatto tra la tonalite e le rocce incassanti, metamorfosate per contatto, si presenta cromaticamente differenziato.

<sup>10</sup> Tale morena, assieme a quella che sbarrava il piccolo circo poco più a N, sotto Corno Giuello, è segnata sulla *Karte der Adamello und Presanella Gruppe* del *Deutscher und Österreicher Alpenverein* del 1903 (MERCIAI, 1925).

### *La valle dei Frati*

Anche nella valle dei Frati, affluente di destra della valle dell'Avio, sono presenti accumuli morenici evidenti sul fondo valle da quota 2300 fino a quota 2700. A ridosso del versante meridionale appaiono parzialmente «affogati» da potenti falde detritiche. Gli accumuli in oggetto si presentano privi di matrice e sono costituiti da grossi massi fortemente lichenizzati, che raggiungono anche alcuni metri cubi di volume e presentano spigoli subarrotondati (rientrano nella categoria c della classificazione adottata). Tali coltri raggiungono spessori superiori al metro, in modo particolare da q 2600 in giù. Nella parte centrale immediatamente ad W del lago dei Frati, il morenico risulta molto poco potente, lasciando assai spesso affiorare il substrato roccioso abbondantemente montonato, localmente striato, con belle intaccature semilunate (*crescentic gouge*) (fig. 21).

Lunghi argini a direzione grossomodo EW, si rinvengono al centro e lungo il versante destro. Si evidenziano come dossi sopraelevati di alcuni metri rispetto al resto del materiale morenico e denunciano la presenza di una lingua originariamente estesa fino alla sponda settentrionale della valle. Probabili tracce della corrispondente morena sinistra, sono rinvenibili, anche se quasi completamente sommerse, all'interno delle falde detritiche che fasciano il versante meridionale tra Punta Nino Calvi e la Bocchetta Bassa. Dai crioclasti emergono, infatti, esigui lembi di materiale morenico lichenizzato che formano un piccolo dosso allungato nel senso della valle. Ai piedi della Bocchetta Bassa è ancora visibile un intreccio di piccoli cordoni morenici ben conservati, che sembrano provenire da una conca in posizione riparata dal costone di Punta Nino Calvi. Questa è infatti una posizione molto favorevole per la



Fig. 16 - Panoramica della zona ad occidente dei laghi Benedetto ed Avio. Nella zona centrale la dorsale tra il Corno di Mezzodì ed il M. Avio; sulla sinistra il P.sso delle Gole Larghe.

conservazione di una piccola placca di ghiaccio o di nevato (esposizione verso N) che poteva essere anche alimentata da valanghe.

Riferibili alle fasi di avanzata del secolo scorso ed anch'essi in buona parte sommersi dalle falde detritiche, sono alcuni piccoli archi ubicati presso la testata della valle.

### *La valle di Salimmo*

Più a N, alla testata della valle di Salimmo, si trova il ghiacciaio della Calotta, che scende verso NW; presenta una forma grossomodo ovoidale. Oltre la fronte si notano due morene laterali; all'esterno di quella destra è evidente un argine più antico che scende fino a q 2500. Le più antiche morene si trovano a q 2270 m, modellate in due mal conservati argini paralleli. La serie di cordoni frontali, collocata ai piedi del crinale tra Cima di Salimmo e Bocchetta dei Buoi, non appare legata al ghiacciaio della Calotta, ma a locali piccole placche di neve o di ghiaccio. Nella vicina valle dei Buoi ad WSW del M. Castablo, vi sono argini morenici, sviluppati in direzione quasi parallela, lacerati alla fronte; sono riferiti da CASTIGLIONI (1961) allo stadio di *Daun*.

### *La bassa valle dell'Avio*

La parte bassa della valle presenta, allo sbocco nella val Camonica presso Temù (m 1100), un complesso di archi morenici, con andamento semicircolare assai evidente. Tale forma è data in modo particolare dalla cerchia morenica più interna, che risulta anche la meglio conservata. Esternamente, sempre sul fianco destro, si possono notare con certezza altri due lembi di argini staccarsi da quello più interno; di questi, quello più orientale presenta un ulteriore moncone, testimone della cerchia più esterna. Un po' meno articolata si presenta l'organizzazione delle morene sul lato sinistro; a N della cerchia più interna, si può osservare solo un lembo, forse corrispondente a quello più esterno, puntare in direzione della frazione di Cavaione. Tali argini risultano completamente ricoperti di vegetazione e solo localmente mostrano i caratteri tessiturali propri dei depositi morenici più tipici, in corrispondenza di sbancamenti artificiali. Queste morene rappresentano senza dubbio i depositi glaciali più antichi di tutta la valle; PENCK (1909) e CASTIGLIONI (1961), nominano e descrivono queste morene, attribuendole all'apparato frontale di un ghiacciaio della valle dell'Avio, riferito dai medesimi autori allo stadio di *Gschnitz*.

## **6.2 Le forme di erosione glaciale**

La presenza dei ghiacciai nella valle dell'Avio è anche denunciata da numerose e diverse forme di erosione, la maggior parte delle quali sono ancora oggi assai ben conservate. In tutto il massiccio dell'Adamello, secondo gli Autori precedenti, l'impronta glaciale appare strettamente dipendente dalle condizioni tettoniche; CHARDON (1975), afferma che grandi forme, tra cui anche alcuni circhi glaciali, si localizzano nelle zone fortemente diaclasate, da cui ne deriva che la loro escavazione sarebbe stata favorita da una erosione pre-glaciale.

I limiti dei vari bacini minori scolpiti nella valle dell'Avio, ed i confini della valle stessa, sono marcati da una serie di creste prevalentemente affilate e meglio note con il termine francese di *arêtes*; queste individuano una serie di circhi di forma e di estensione molto variabile e non tutti particolarmente tipici; i più belli si possono osservare nel versante sinistro della valle, tra il M. Avio e il Corno Baitone. Assumono generalmente una forma arrotondata od ovale a guisa di poltrona; altri, coalescenti danno



Fig. 17 - Il lago Benedetto e la zona sud-occidentale tra il Corno Baitone ed il P.sso degli Alpini. Sulla sinistra la caratteristica soglia rocciosa (*Riegel*) che separa il bacino del lago Benedetto dalla conca di M.ga Lavedole. Subito al di sopra del lago gli ampi coni di detrito solcati da canali di valanga. Sullo sfondo, ai piedi della dorsale, gli apparati morenici recenti di Cima Lavedole e Corno Giuello; con l'asterisco è indicata la morena tardiglaciale dell'apparato di Cima Lavedole. (Foto Rapuzzi da AA.VV., 1985 b).

delle depressioni più ampie accresciute ai piedi di creste aguzze, come quelli poco evidenti collocati in testata valle dell'Avio e del Venerocolo, a ridosso dei ghiacciai attuali. Un particolare tipo di circo è rappresentato, secondo CHARDON (1975) dalla valle dei Frati; si tratta di un *cirque en vallée* la cui forma elementare si confonde con una «valle a truogolo ben calibrata ma di larghezza ridotta».

Altrettanto numerose sono le scarpate di erosione glaciale che scolpiscono lateralmente e trasversalmente le valli. Molto evidenti sono quelle poste alla base delle spalle glaciali ad W del lago Benedetto e a WNW della conca di M.ga Lavedole; una terza meno evidente è ubicata ad W del lago Pantano d'Avio. Altre sono collocate alle fronti dei ghiacciai del Venerocolo e dell'Avio.

Caratteristici sono i numerosi gradini di valle (*Riegel* o soglie), che individuano i già citati otto ripiani descritti dal SALOMON (1900, 1908-1910). Tra questi, i più evidenti sono quelli posti tra il lago d'Avio ed il lago Benedetto e tra questo e la conca di M.ga Lavedole (fig. 17). Risulta interessante constatare come alcuni di questi siano ubicati proprio esattamente in corrispondenza o nelle immediate vicinanze di evidenti fratture che attraversano con andamento parallelo tra loro la valle dell'Avio. Tale coincidenza trova riscontro con la teoria della formazione dei gradini di valle, che vuole la loro genesi legata forse a gradini già abbozzati nella topografia preesistente ed alla maggior erosione a valle del gradino, dovuta a processi di tipo escavazione glaciale

(*quarryng* o *plucking*), in corrispondenza di particolari condizioni strutturali, quali diversità litologica, maggior fratturazione, etc. A riprova di ciò si possono citare i gradini a S del lago d'Avio, in corrispondenza della faglia delle Gole Larghe e del M. dei Frati (BERRUTI, 1986), il meno evidente gradino a N del lago Pantano dell'Avio (nelle cui vicinanze passa un'altra evidente frattura) e la rottura di pendenza a N del lago Benedetto, associata alla frattura rilevabile sul fianco sinistro della valle. Altri gradini meno evidenti sono ubicati a N del lago d'Avio ad E del lago Venerocolo e a N del laghetto dell'Avio (in corrispondenza del quale la bassa doccia glaciale ivi esistente appare chiudersi a cucchiaio).

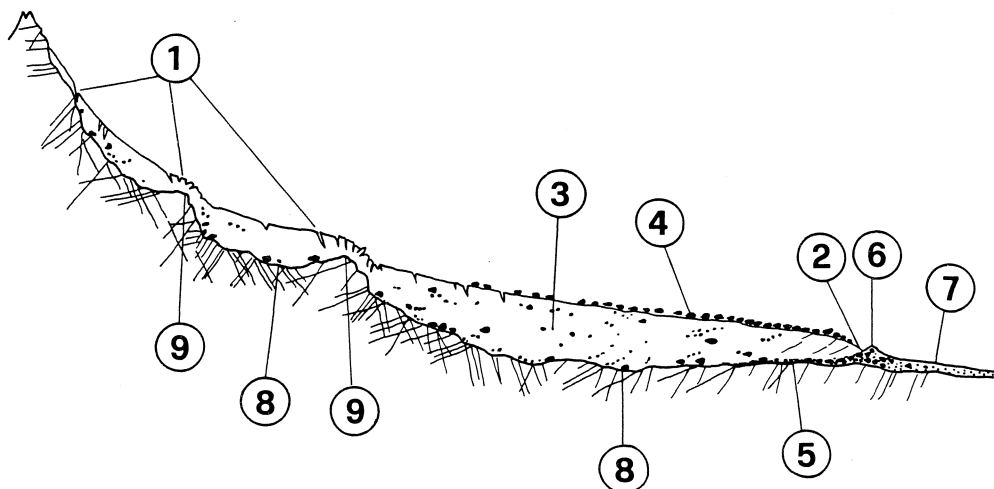


Fig. 18 - Sezione schematica longitudinale di un ghiacciaio alpino. Ridisegnata da CASTIGLIONI, 1979. 1: crepacci e seracchi. 2: fronte. 3: morena interna. 4: morena di superficie. 5: morena di fondo. 6: morena frontale. 7: depositi proglaciali. 8: conca con contropendenza. 9: gradino.

A questa nutrita serie di gradini, sono associate conche di sovraescavazione più volte citate dagli Autori precedenti (cfr. § 5), anticamente sede di laghetti, pantani o colmate di sedimenti ed attualmente quasi tutte utilizzate come bacini artificiali. Questa morfologia ben si colloca in quelli che sono i tradizionali modelli genetici di valli con ghiacciai di tipo alpino, schematicamente rappresentata in fig. 18.

Sulle soglie dei vari gradini, sono evidenti rocce montonate (fig. 19 e 20), a luoghi associate in gruppi, sagomate secondo la direzione del movimento glaciale, sempre arrotondate sopra e sul lato rivolto a monte, spesso scabre sul lato a valle ed a luoghi striate (la loro distribuzione spaziale è meglio descritta sulla carta geomorfologica). Numerosissime scanalature e striature sono ovunque presenti sulle vaste porzioni di roccia denudata, nella valle dei Frati, nella valle di Venerocolo, nella media ed alta valle dell'Avio; indicano le direzioni di scorrimento e le quote raggiunte dai ghiacci<sup>11</sup>.

<sup>11</sup> Problematica risulta una loro eventuale datazione; ad esempio le montonature evidenti all'esterno delle morene più antiche della valle del Venerocolo e dei Frati, potrebbero indicare una superficie di erosione molto vecchia (secondo la carta di CASTIGLIONI 1961) potrebbe essere una superficie riferibile allo stadio di Gschnitz; non si può però capire in che misura queste solcature possano in generale essere legate ai vecchi ghiacciai, o a piccoli ghiacciai di circo più recenti, arroccati a ridosso delle ripide pareti. Il grado di lichenizzazione di queste superfici e la direzione media delle montonature, spesso concordi con le direzioni del flusso principale della valle, suggeriscono di attribuire il loro modellamento al tardiglaciale, senza però esserne assolutamente certi.

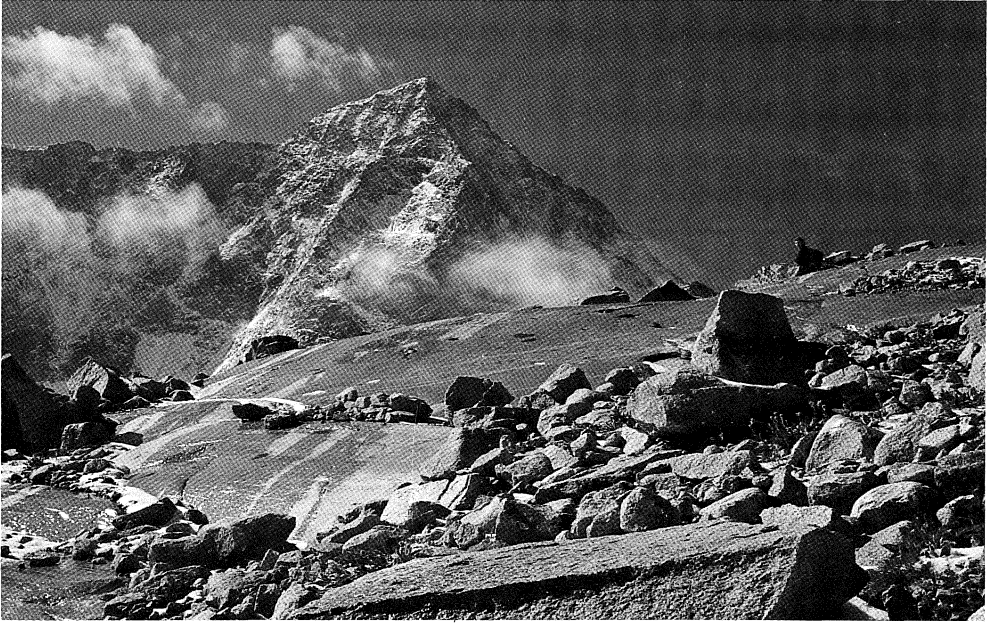


Fig. 19 - *Rocce montonate e striate*. Sono osservabili sulla soglia rocciosa antistante la vedretta del Venerocolo. Sullo sfondo la cima dell'Adamello.



Fig. 20 - *Roccia montonata in Val dei Frati*. Si noti la presenza di intaccature semilunare (*crescentic gouge*) che permettono di evidenziare la direzione ed il verso del flusso glaciale (da sinistra a destra). La superficie della roccia è scabra e si presenta lichenizzata. Questa forma di erosione è riferibile al tardiglaciale.

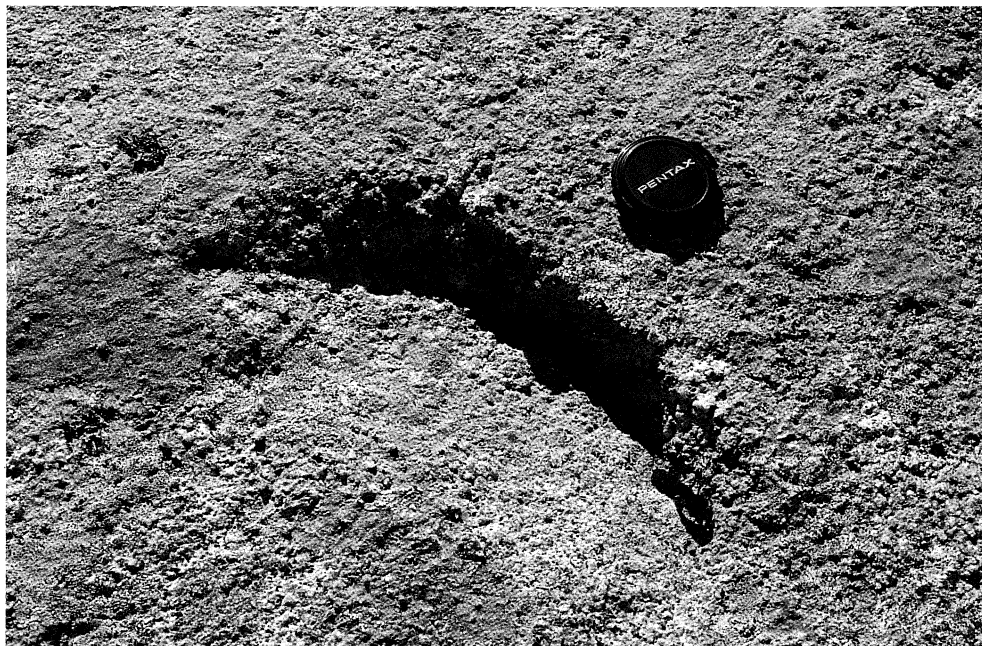


Fig. 21 - *Intaccatura semilunata*. Particolare della fig. 20. Il verso del flusso glaciale era da sinistra in basso a destra in alto.

Associate alle montonature sono alcune particolari forme a semiluna (intaccature semilunate; *crescentic gouge*) (fig. 20 e 21); anche queste stanno ad indicare la direzione di scorrimento del ghiaccio e possono essere utilizzate assieme alle solcature per una ricostruzione del flusso glaciale.

Lembi relitti di superfici di erosione in roccia caratterizzano la media e bassa valle dell'Avio, in modo particolare ad W dei laghi d'Avio e Benedetto, nonché a ESE di M.ga Caldea. I primi, localmente noti con il nome di «costér», discontinui ed allineati tra loro, rappresentano un esempio di «spalla glaciale». Anche le seconde, sezionate da profonde incisioni, dovrebbero avere analogo significato. Particolare interesse rivestono due spianate sommitali in roccia, ubicate a NW ed a SE di M.ga Lavedole. Quella meridionale, stretta ed allungata, è la meglio conservata e la più evidente. Appare solcata trasversalmente da una serie di fratture; la sommità risulta costituita da grandi blocchi squadrati, tra loro disarticolati e disposti a mosaico (fig. 23). Dubbia risulta la genesi di tale spianata; potrebbe essere considerata come una superficie modellata dai ghiacciai; in tal caso sarebbe la più antica della valle e riferibile ad un Pleistocene antico<sup>12</sup>.

Una superficie sommitale sicuramente legata a spianamento glaciale ed ancora parzialmente in evoluzione, è quella presente a WNW di «La Calotta», che costituisce il ripiano in roccia più elevato di tutta la zona (2600-2850 m).

<sup>12</sup> Potrebbero però forse anche rientrare nella categoria delle forme positive residue di sommità, dovuta a modellamento criergico in suolo roccioso, modellate in ambiente di tipo periglaciale (CAPELLO 1960).



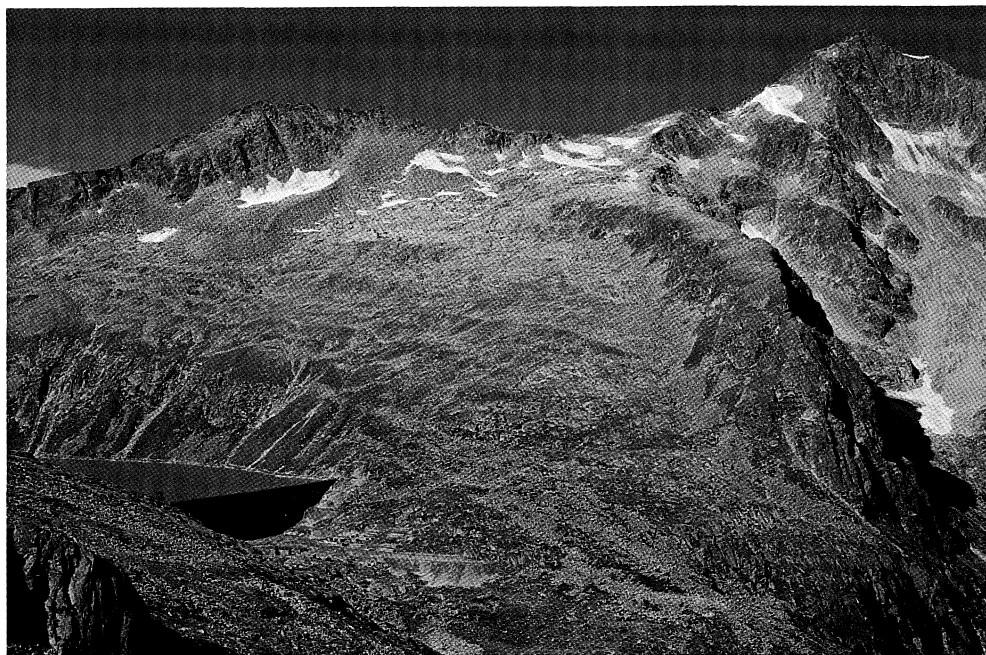


Fig. 22 - Versante ad W del lago Pantano d'Avio. A destra, al di sotto del Corno Baitone, è visibile la superficie rocciosa sommitale ubicata a SW di M.ga Lavedole, a sinistra il rock-glacier di P.sso dell'Avio.



Fig. 23 - Particolare della superficie sommitale ubicata a NW di M.ga Lavedole. La superficie è costituita per ampi tratti da blocchi disarticolati disposti a mosaico.

### 6.3 Cenni sul glacialismo attuale e recente

I ghiacciai presenti all'interno dell'area presa in esame, sono qui di seguito elencati: ghiacciaio di P.sso Brizio (n° cat. 580), ghiacciaio del Venerocolo (n° cat. 581), ghiacciaio orientale d'Avio (n° cat. 582), ghiacciaio centrale d'Avio (n° cat. 583), ghiacciaio occidentale d'Avio (n° cat. 584), ghiacciaio di Plem (n° cat. 585), ghiacciaio Baitone orientale (n° cat. 586), ghiacciaio Lavedole (n° cat. 587) e ghiacciaio della Calotta (n° cat. 579). Se si esclude il ghiacciaio del Venerocolo ed il ghiacciaio centrale dell'Avio, tutti gli altri sono di piccole dimensioni.

I primi due sono ubicati alla testata della conca del Venerocolo, e da una sommaria analisi potrebbero sembrare una unica massa di ghiaccio che nelle vecchie carte I.G.M. è identificata dai toponimi «Vedretta dei Frati», nella parte bassa e «del Venerocolo», a ridosso del M. Falcone. Nella realtà, invece, la placca di ghiaccio risulta costituita da più porzioni che tendono a separarsi per la presenza di costoni rocciosi. Una prima parte (ghiacciaio di P.sso Brizio) si estende ai piedi della parete che va da Cima Garibaldi ai Corni del Confine: si tratta di un ghiacciaio di falda, più largo che lungo, attualmente frazionato in due ulteriori placche, alla base di q 3112 (a circa 300 m a S di P.sso Brizio), da un dosso montonato. La forma e le dimensioni di questo lembo, che staziona con un lungo fronte intorno alla quota media di circa 2900 m (SARBENE nel 1952 segnalò una q di 2700 m e nel 1958 di 2950 m), sembrano variare stagionalmente, in conseguenza dei nevai che vi si sovrappongono fino ad estate inoltrata. L'altra parte invece (ghiacciaio del Venerocolo) si estende dai Corni del Confine sino



Fig. 24 - *Vedretta del Venerocolo*. È evidente la lingua tribolata, completamente ricoperta, nella parte terminale, da detrito morenico. Si notino i depositi proglaciali attraversati da una fitta rete di canali. Sullo sfondo la parete N dell'Adamello.



Fig. 25 - La conca del Venerocolo prima della costruzione della diga negli anni Venti di questo secolo. Sulla sinistra si intravede la lingua del ghiacciaio omonimo, in posizione più avanzata rispetto a quella attuale; più sopra (\*) il ghiacciaio di Plem (da AA.VV., 1985b).

ai piedi del M. Adamello; è caratterizzata da due colate confluenti, delle quali quella più occidentale forma una lingua vera e propria che si allunga scendendo verso NW, dal circo compreso tra il M. Falcone e la parete dell'Adamello e scende fino a circa q 2590 (sempre SAIBENE nel 1952 indicò una fronte a q 2500 m e nel 1957 una quota di 2570 m). La lingua glaciale vera e propria, risulta ricoperta quasi totalmente da detrito morenico a partire da q 2700 circa; è modellata in tre dossi paralleli (fig. 24), che conferiscono alla fronte un aspetto trilobato, con quello centrale più avanzato rispetto agli altri due. È frequente osservare su questa vedretta la presenza di «funghi di ghiaccio». Alla base della fronte del lobo centrale e di quello più orientale, sono evidenti due bocche di scaricatori, che alluvionano una piccola piana proglaciale (sbarrata a valle artificialmente) con numerosi canali anastomizzati. Sul dorso della vedretta, nella parte terminale, tra il lobo centrale e quello più occidentale, si sviluppa, tra i detriti morenici, una idrografia superficiale embrionale ed estremamente mutevole. Il ghiacciaio risulta molto crepacciato nella porzione posta ai piedi del crinale tra il M. Falcone ed il Passo degli Italiani. Da una fotografia scattata nei primi anni del 1900 (fig. 25), pubblicata in AA.VV. (1985 b), si intravede, oltre la grande morena del XIX secolo, che la lingua glaciale raggiungeva la soglia di q 2575. Dall'analisi dei dati sulle variazioni della lingua (periodo 1920-1983, dati peraltro non continui), si osserva nell'intervallo 1938-1942, la tendenza a piccole avanzate annuali, con qualche forte retroces-

sione (1938 avanzata non quantizzata rispetto al 1920; 1939, - 18,70 m; 1940, +6,7 m; 1941, +5,2 m; 1942 stazionario). Dal 1942 al 1947 non ci sono dati; sembra comunque che la tendenza sia stata un ritiro; dal 1952 si osserva una sicura retrocessione annuale della lingua per un totale, fino a tutto il 1979, di circa 90 m con punte in un anno anche di 10 m (1953-54). Un dato generico di NANGERONI (1954) attribuisce alla lingua principale un ritiro di circa 500 m dal 1919 al 1954. Negli anni 1982 e 1983, si riscontra una lieve avanzata con valori rispettivamente di 1,5 e 0,5 m.

Un'altra serie di piccoli ghiacciai, i ghiacciai d'Avio, appare relegata nella parte orientale della testata della valle omonima, e risulta ancor oggi frazionata in più parti, così come segnalato da MERCIAI (1925) e da SAIBENE (1955). I resti di quello che doveva essere un unico grande apparato, appaiono appunto suddivisi in un ghiacciaio d'Avio Orientale (di circo), in una parte centrale (la più estesa, sempre ghiacciaio di circo), nel ghiacciaio occidentale d'Avio (di circo) o di P.sso Prudenzi (Alessandro secondo SAIBENE 1955) e nel ghiacciaio di Plem (di circo), annidato nel circo sotto la parete N di Cima Plem. Tale suddivisione è abbastanza ben rappresentata nella nuova carta I.G.M. in scala 1:50.000. Attualmente ciascuna di queste quattro placche non presenta lingua e staziona, con fronte bruscamente interrotta e molto ondulata, al di sopra della scarpata posta a SE del lago Pantano, tra le quote 2625-2650 circa. SAIBENE nel Catasto dei ghiacciai italiani (in: C.N.R., 1961) indica rispettivamente le seguenti quote: 2760, 2730, 2700 e 2800. Secondo DE GASPERI (1913), la parte nord-orientale, nel 1912, presentava una bella lingua che scendeva fino a q 2460 ed era dotata di un apparato morenico frontale. Da una fotografia di Nangeroni del 1930 pubblicata nel Catasto, il ghiacciaio centrale d'Avio risulta avere una piccola lingua che oltrepassa il gradino in roccia di quota 2600 ca e che raggiunge presumibilmente la quota di 2500 ca (desunta dal confronto tra la fotografia e la carta topografica). Lo stesso Nangeroni, annota nel 1954 una fronte fino a 2700 m e stima un ritiro dal 1954 al 1959 di circa 400 m (il valore non è però sicuro per la scomparsa dei segnali posti dal Merciai). Assai marcata ed evidente appare la crepaccia terminale nel tratto tra P.sso Prudenzi e la Cima dell'Adamello; numerosissimi crepacci caratterizzano il settore più orientale. Una sia pur sommaria ricostruzione dei movimenti frontali della parte centrale (l'unica che risulta misurata), appare quantomai difficile, data la saltuarietà e la scarsità di dati; inoltre i numerosi punti di riferimento, spesso diversi tra loro, non permettono di fare considerazioni generali sui movimenti della fronte. Il Catasto dei ghiacciai riporta una variazione di -53 m nel periodo 1954-1958.

I due piccoli ghiacciai di circo del Baitone orientale e di Lavedole, collocati ai piedi delle omonime vette, appaiono come due placche di ghiaccio vivo prive di crepacci.

Il ghiaccio della Calotta («di pendio di sommità»), si origina a ridosso della cima omonima; appare rigonfio nella sua parte centrale e con qualche crepaccio trasversale nella parte più alta. Dal confronto tra la descrizione che ne fa il MERCIAI (1925) e l'attuale situazione, si può dedurre che il ghiacciaio si è notevolmente ridotto di spessore, specie nella sua parte più sommitale. Ai tempi del Merciai, il ghiacciaio copriva la Cima Calotta, in modo che visto dalla parte orientale, sopravanzava dalla cresta con una parete di ghiaccio strapiombante, tale da poter essere osservato anche dal ghiacciaio del Pisgana. Attualmente invece, il ghiacciaio risulta bordato da una sottile cresta aguzza che lo delimita sia dalla valle dei Frati che da quella del Pisgana. Scarsi sono i dati a disposizione per un'accurata ricostruzione delle variazioni, trovandosi in posizione estremamente decentrata rispetto ai tradizionali itinerari. Il Catasto dei ghiacciai riporta una variazione di -19 m nel periodo 1953-1957.

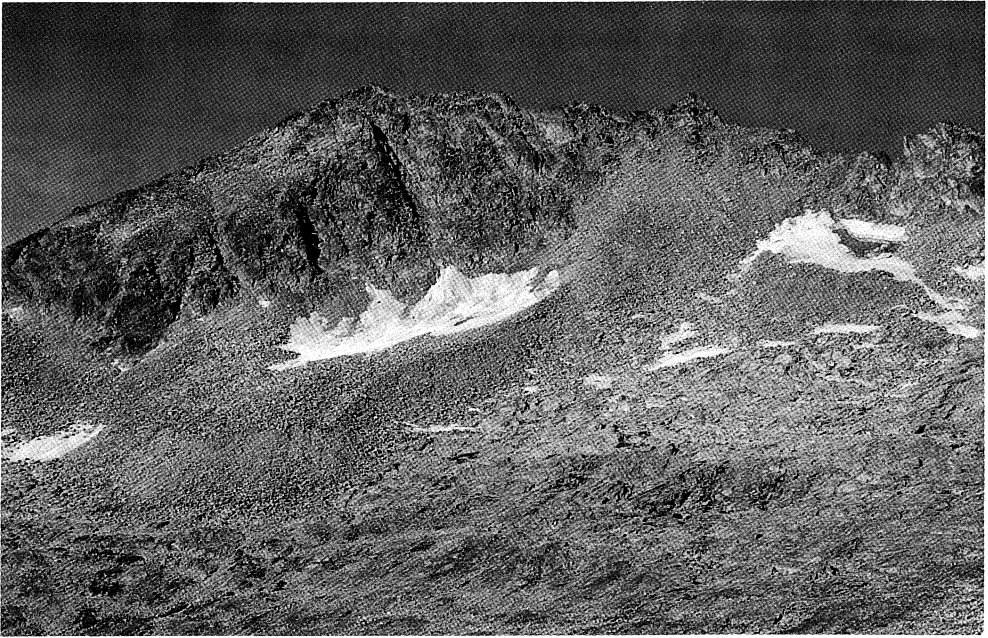


Fig. 26 - *Rock-glacier* di *P.sso dell'Avio*. Si notino la caratteristica lingua allungata, rigonfia sulla fronte ed il nevaio ubicato nella concavità sommitale. Sulla destra si vede un secondo *rock-glacier* di dimensioni inferiori.

## 7. FORME E DEPOSITI CRIOGENICI E NIVALI

Nel territorio della valle dell'Avio, riveste un ruolo importante nel modellamento dei versanti, anche l'azione del gelo discontinuo e della permanenza della neve al suolo. In effetti, con il ritiro dei ghiacciai würmiani e con le alterne fasi del glacialismo Olocenico, aree sempre più vaste sono state e vengono sottoposte all'azione del gelo-disgelo ed agli effetti modellatori della neve. Una prima espressione a tutti familiare di questo tipo di ambiente morfoclimatico è costituita dai numerosi coni che fasciano la base dei versanti. Molti devono la loro genesi, totalmente od in parte, all'accumulo di detriti trasportati dalle valanghe; questo tipo di coni o la parte di essi interessata da questo fenomeno, risulta particolarmente evidente in quanto mostra lobi di detrito fresco; a monte è sempre presente un ripidissimo canale classificabile come canale di valanga, solitamente impostato lungo una frattura. A luoghi tali corridoi fungono come solchi di scorrimento per fenomeni di trasporto di detrito in massa o di ruscellamento concentrato e svolgono un ruolo attivo anche nei periodi estivi, in concomitanza di forti piovoschi. I corridoi di valanga che caratterizzano i versanti ad E di M.ga Caldea e la media valle dell'Avio, spesso incidono i loro stessi coni, scolpendo caratteristici valloncetti a fondo concavo. I più evidenti sono quelli incisi all'interno del grande cono di M.ga Caldea e quelli del versante sinistro della bassa valle, sul pendio orientale del M.te Calvo. Due valloncetti a fondo concavo, scolpiti in roccia, sono ubicati a WNW della diga del lago Benedetto e sono delimitati da scarpate ritenute strut-

turali; il più meridionale infatti è ubicato in prossimità del vallone delle Gole Larghe, che secondo BERRUTI (1986) è sede di una faglia che prende il nome dal passo omonimo e che taglia trasversalmente in questo punto la valle. Un altro valloncetto è ubicato a NW della diga del lago Pantano dell'Avio e sfrutta la lunga frattura trasversale alla valle.

Nella zona in esame sono pure presenti i caratteristici *rock-glaciers*; uno di questi, giace ai piedi del P.sso dell'Avio (figg. 22 e 26). Presenta una lingua allungata con dorso concavo nella prima metà e convesso nella seconda; appare in quest'ultima parte molto rigonfio e praticamente privo delle caratteristiche creste e solchi disposti a festone (sono vagamente abbozzate). La parte esterna superficiale è costituita da un mantello di detrito grossolano, quasi privo di matrice (per lo più presenta una tessitura di tipo *open work*), mentre i fianchi e soprattutto la fronte presentano un arricchimento in materiale fine con diminuzione dei grossi massi, che risultano accumulati alla base della ripida fronte, in forma di argine allungato, e sul ciglio.

Nella concavità sommitale giace un nevaio che si presume permanente, in quanto ancora evidente nel mese di settembre; la sua presenza costituirebbe un elemento favorevole per l'attività ed il mantenimento del *rock-glacier* stesso (il forte rigonfiamento frontale ne sarebbe una prova). Non essendo mai state fatte misurazioni, non si è in grado di dimostrare l'attività o meno della forma in oggetto, si segnala solo che alla sua fronte nel mese di Luglio 1985 non è stata rilevata la fuoriuscita di acqua, anche se dalle foto aeree sembra di intravedere la traccia di un piccolo canale prendere origine dalla base della fronte del *rock-glacier* stesso.

*Caratteristiche:* lunghezza: 500 m; larghezza max: 250 m; quota minima: 2680 m; quota max: 2880 m (presunta perchè coperta da neve); esposizione versante di provenienza: NE; morfologia del versante: rettilineo; direzione di allungamento lingua: EW; tipo litologico di provenienza: Tonalite dell'Adamello occidentale.

Poco più a NW, sempre ai piedi dello stesso crinale è ubicato un secondo *rock-glacier*, analogo al precedente, ma di dimensioni minori (fig. 26). Appare anche in questo la caratteristica fronte ripida ricca in matrice, bordata alla base e sul ciglio da grossi massi; sul dorso anche in questo caso è presente un nevaio che si ritiene permanente per i già sopracitati motivi.

Anche le forme ubicate a SW della Bocchetta Bassa e sul fianco settentrionale della media valle dei Frati, se pur non molto chiare, potrebbero rappresentare dei *rock-glaciers* o più generalmente delle pietraie semoventi. Nel primo caso si tratta di una serie di ondulazioni subparallele, molto basse, a forma di arco, fortemente convesse a valle, modellate a guisa di colata che prende origine dalle falde detritiche ai piedi della Bocchetta Bassa dirigendosi verso WSW. È ben evidente nella parte sommitale una piccola conca. Immediatamente a meridione ed a SW di questa forma appaiono alcuni relitti di dossi<sup>13</sup> che non sembrano essere geneticamente legati con la medesima, ma sembrerebbero forse individuare una morena di un ipotetico ghiacciaietto addossato al crinale Bocchetta Bassa — q 2546 —, anche se l'esposizione verso S non depone a favore di questa interpretazione.

Anche la forma individuata sul fianco settentrionale della valle dei Frati ben si

<sup>13</sup> Ci si è posti il problema se questi dossi possano essere morene riferibili al ghiacciaio del Venerocolo o meno. I valli in oggetto risultano più alti topograficamente del riconosciuto stadio più antico (sistema dauniano di CASTIGLIONI, 1961). Una fascia di rocce montonate li separa da questi ultimi, e risultano in continuità con il moncone evidente a valle del sentiero che porta ad alcune baracche ENEL, moncone saldato con un argine ben evidente. La stessa successione di dossi potrebbe però essere considerata in via del tutto ipotetica, come lembo di morena laterale destra, corrispondente al più grande e più antico ghiacciaio del Venerocolo.



Fig. 27 - *Suolo strutturato*. È ubicato sulla spianata sommitale a SW di M.ga Lavedole; si tratta di un suolo strutturato a «isole di pietre».

presta ad essere interpretata come *rock-glacier*. Si notano la solita fronte molto ripida con matrice e i grossi massi ai piedi e sul ciglio; il dorso è costituito da massi con tessitura di tipo *open-work* e presenta qualche accenno di ondulazione. È collocato all'interno di una conca rivolta a S, scolpita nel versante che separa la valle dei Frati dalla valle Incavata di dentro.

Un piccolo lobo, che potrebbe essere legato a fenomeni di geliflusso, prende origine da materiale morenico, esternamente alla morena destra del XIX secolo, presso l'attuale ghiacciaio del Venerocolo.

Rari sono i cordoni di pietre o nivomorene (*protalus rampart*): di alcuni di essi si è già parlato nella descrizione della conca di M.ga Lavedole; altri sono rilevabili alla base della parete a SE del Corno di Mezzodì. Particolarmente curioso risulta l'argine di nevaio ubicato sulla spalla glaciale più settentrionale ad W del lago d'Avio.

Rare pure sono le microforme legate al gelo discontinuo e/o alla neve, quali suoli strutturati, lastricati di pietre etc. A luoghi, in prossimità delle attuali lingue glaciali, o su qualche deposito morenico appaiono delle forme del tutto embrionali e difficilmente catalogabili come tali, al punto da non ritenere opportuno segnalarle sulla carta geomorfologica. Sulla lunga spianata sommitale a SW di M.ga Lavedole, sono evidenti suoli strutturati a isole di pietre (fig. 27). Alcuni cuscinetti erbosi ed altre forme incipienti di suoli strutturati sono presenti nella zona antistante al *rock-glacier*, del P.sso dell'Avio.

## 8. FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLA GRAVITÀ

L'evoluzione ed il modellamento dei versanti nel territorio in oggetto va essenzialmente ascritto ai sopracitati processi di tipo glaciale, crionivale ed alla persistenza del manto nevoso al suolo; appare chiaro però che oltre a questi fattori geomorfologici, riveste un ruolo importante anche la gravità, che raramente agisce da sola, ma più spesso in connubio con i vari agenti del modellamento. Risulta infatti spesso assai difficile distinguere le forme del paesaggio legate esclusivamente alla gravità, poichè quasi sempre vi sono stati dei processi preparatori che hanno facilitato l'evento. L'espressione più diretta dell'azione della gravità sono i coni detritici più o meno coalescenti e le ampie falde detritiche che lasciano i piedi dei versanti. La successione dei coni risulta tanto più fitta, quanto maggiore è la fratturazione trasversale alla cresta, che oltre a favorire la disgregazione meccanica della roccia, individua altrettanti canali, lungo i quali vengono convogliati con modalità diverse i gelifratti. A luoghi tale materiale si sovrappone e si interdigita con i detriti morenici, anche mascherandoli. È relativamente frequente una rimobilizzazione di questi depositi per fenomeni di ruscellamento e/o di soliflusso. Lo spessore e l'estensione delle falde detritiche risulta ovviamente maggiore ai piedi dei versanti rivolti a N; un eloquente esempio è fornito dal confronto tra il versante sinistro della valle dei Frati e quello destro.

Frane di crollo sono presenti in varie zone della valle dell'Avio. Tra le più evidenti si segnalano quelle della valle dei Frati, quelle ad W della vedretta del Venerocolo e quella di M.ga Lavedole. Il gradino glaciale a N del laghetto dell'Avio, risulta interessato da fenomeni franosi nella sua parte occidentale; alla sua base evidenti dossi fortemente vegetati.



Fig. 28 - *La conca di M. ga Lavedole*. In primo piano la palude omonima; si noti il potente ed attivo cono di deiezione che la margina ad occidente.





Fig. 29 - *Valle dei Frati*. In primo piano il laghetto omonimo. Si noti la potente coltre detritica sul versante rivolto a N (alla destra della foto).

La bassa valle è interessata da fenomeni gravitativi che coinvolgono ampiamente la coltre di alterazione degli scisti, che qui costituiscono il substrato. Un fenomeno gravitativo particolare è evidente sul versante nord-occidentale del M. Castablo. Nella sua parte più sommitale appaiono alcune fratture parallele che individuano scarpate rivolte verso valle; in prossimità del crinale M. Castablo-Bocchetta di Casola è evidente uno sdoppiamento della cresta. La porzione inferiore di questo complesso fenomeno costituisce un episodio gravitativo a sé stante, che appare delimitato a S ed a E da una superficie di taglio immergente a franappoggio, che produce al margine meridionale una trincea a ridosso della cresta.

## **9. FORME DOVUTE ALLO SCORRIMENTO DELLE ACQUE SUPERFICIALI E FLUVIOGLACIALI; IDROGRAFIA**

Il corso d'acqua principale della valle è rappresentato dal T. Avio, identificabile come tale solo a valle del laghetto dell'Avio; a monte non c'è traccia di corso d'acqua fino alla conca di M.ga Lavedole ove, con due cascate, un torrente proveniente dalla valle del Venerocolo, per fusione del ghiacciaio omonimo, si immette nel lago Benedetto. La naturale prosecuzione, a S di M.ga Lavedole, del torrente dell'Avio, è esclusivamente denunciata da un letto torrentizio quasi sempre secco, in quanto le acque di fusione del ghiacciaio dell'Avio vengono raccolte nel sottostante lago artificiale e convogliate in con-

dotte, assieme a quelle del lago Venerocolo, nella centrale in caverna posta in sponda destra del lago Benedetto. Davanti alla fronte del ghiacciaio del Venerocolo ed ai piedi di quello dell'Avio, le acque dei rispettivi torrenti fluvio-glaciali, sbarrate da soglie in roccia o da morene frontali, formano piccole piane costituite da depositi proglaciali, prevalentemente limoso-sabbiosi, sopra i quali scorrono corsi d'acqua anastomizzati (fig. 24). Le acque drenate dalla valle dei Frati, vengono convogliate e scaricate in direzione del lago Benedetto, al di sotto della potente coltre detritica e morenica.

Piccoli coni di deiezione sono evidenti allo sbocco della valle di Venerocolo nella conca di M.ga Lavedole ed a monte del lago Benedetto, ai piedi di una delle due cascate (tali cascate sono citate anche dal CACCIAMALI (1897), e vengono chiamate cascate gemelle). Analoghi apparati di dimensioni ben più grandi modellano la bassa valle specie sul fianco sinistro, da M.ga Caldea a Temù; per alcuni di essi però la genesi è anche parzialmente legata ad apporti detritici dovuti alle valanghe o a trasporto in massa. Nei pressi di M.ga Lavedole è attualmente visibile un deposito palustre (fig. 28); nella valle dell'Avio ne esistevano altri due, uno in corrispondenza della conca di sovraescavazione presso l'attuale lago Benedetto<sup>14</sup>, l'altro in testata valle, in corrispondenza dell'attuale lago di Venerocolo, come si può notare dalle vecchie carte topografiche IGM (fig. 5).

Numerosissimi altri fossi estremamente ripidi, solcano ovunque i fianchi delle montagne, convogliando in fondovalle con regimi saltuari, le acque di fusione delle nevi e quelle dei piovaschi estivi; parte di tali solchi di ruscellamento concentrato, durante i mesi primaverili, diventano corridoi di valanga. Dato il mutevole ruolo e la saltuaria attività di questi canali, sulla carta morfologica raramente appaiono evidenziati, a meno che non rivestano un ruolo particolare nella morfogenesi della valle; la loro presenza si evince anche dall'analisi della topografia.

Dei vari laghi «naturali» un tempo esistenti nella valle, solo il lago dei Frati (fig. 29) mantiene ancora oggi le sue caratteristiche. È ubicato quasi alla testata della omonima valle e non risulta mappato nelle carte IGM della fine del secolo scorso, probabilmente perchè molto piccolo e collocato all'interno di una valle non usualmente percorsa. Lo alimentano le acque di fusione nivale e risulta marginato a valle da un dosso montonato e da un accumulo detritico, misto tra morenico e frana. Poco più a valle esiste un secondo bacino, assai più piccolo ed adagiato in un ombelico glaciale scolpito in roccia, in buona parte obliterata da spalmature di morenico. Lo sbarramento verso valle è costituito da un dossetto montonato.

Un altro piccolissimo lago è presente a ridosso della morena frontale della ex lingua del ghiacciaio dell'Avio, nella piccola piana proglaciale ad E del lago Pantano.

## 10. ANTROPIZZAZIONE

Nella valle dell'Avio non esistono insediamenti umani, fatte salve alcune malghe, l'insieme delle strutture ENEL (dighe, centrali in galleria, case per i guardiani) ed il Rifugio Garibaldi, base di appoggio per numerosi itinerari alpinistici. La primitiva viabilità (sentieri) è stata adattata alle esigenze dell'ENEL e la strada in terra battuta che conduce da Temù a M.ga Caldea, prosegue sul tracciato di un vecchio sentiero, fino al laghetto dell'Avio, dopo di che continua come sentiero per il Rifugio Garibaldi e da

---

<sup>14</sup> I materiali limosi che coltavano l'antico lago glaciale, furono tolti mediante una galleria artificiale alla fine degli anni trenta, per ricavare con la costruzione di una diga, l'attuale lago Benedetto (ROSSI, in SACCHI, 1984).

qui per i vari itinerari alpinistici. Una serie di cabinovie collegano il fondovalle con le strutture ENEL poste davanti alle varie dighe. Numerosi sono inoltre i resti di case-matte e di opere abbandonate; si tratta di resti di costruzioni utilizzate dall'ENEL e, soprattutto nella valle di Venerocolo, di ruderi di costruzioni militari appartenenti alla guerra 1915-18 (cfr. bibliografia specifica).

Il sistema idroelettrico della valle dell'Avio è così articolato: tre serbatoi, il piccolo lago d'Avio, il lago d'Avio ed il lago Benedetto, nel quale vengono convogliate le acque raccolte nella vicina valle Narcanello, alimentano la centrale di Temù costruita all'inizio degli anni 20. Negli anni 50, a monte del lago d'Avio venne costruito l'impianto del Pantano d'Avio con centrale in caverna posta in sponda destra del lago Benedetto; questa stessa centrale utilizza anche le acque del lago Venerocolo (ROSSI in SACCHI, 1984).

Sulla riva settentrionale del lago Venerocolo è stato costruito nel 1959 il nuovo Rifugio Garibaldi, l'unico in tutta la valle dell'Avio. Precedentemente l'omonimo rifugio (eretto nel 1893), era collocato poco più sotto dell'attuale, in una zona ora invasa dalle acque del lago artificiale.

#### BIBLIOGRAFIA

- AA.VV., 1985a - *Alta via dell'Adamello. Der hohe weg des Adamello*. Ramperto: 1-139. Brescia.
- AA.VV., 1985b - *Laghi alpini del bresciano*. Ramperto: 1-129. Brescia.
- ACCORDI A., DAL PIAZ G.B., DE VECCHI G.P., DIENI I., MORGANTE S., POLLINI A., PROTO DECIMA F., SASSI F. e ZANETTIN B., 1969 - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 19, Tirano*. Settori m, n, o, p e q, scala 1:100.000. Serv. Geol. It. Firenze.
- AEGERTER L., 1903 - *Karte der Adamello und Presanella Gruppe*. Herausgeg. v. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, 1:50.000, Durch v. Giesecke e Devrient, Leipzig u. Berlin.
- ALBERTINI R., 1950 - *Le «glaciere» o «buche di ghiaccio»*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 1:91-102. Torino.
- ALBERTINI R., 1952 - *Alcune osservazioni sull'innnevamento in rapporto alle condizioni di taluni ghiacciai nelle valli di Narcane e dell'Avio*. St. Trent. Sc. Nat., 29 (1-2): 3-16. Trento.
- ALBERTINI R., 1953 - *Sulla formazione, natura ed evoluzione dei coni di ghiaccio del Ghiacciaio del Careser - Ortles-Cevedale e del ghiacciaio del Venerocolo - Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 4: 196-205. Torino.
- ANDREATTA C., BIANCHI A., BONI A., COLBERTALDO (di) D., DAL PIAZ G., DAL PIAZ G.B., FENOGLIO M., MALARODA R., RIEDEL A., SCHIAVINATO G., TRENER G.B. e TREVISAN L., 1953 - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 20, M. Adamello*. Scala 1:100.000. Uff. Idr. Mag. Acque di Venezia. Firenze.
- BACHMANN R.C., 1980 - *Ghiacciai delle Alpi*. Ed. Zanichelli: 1-320. Bologna.
- BATTISTI C., 1898 - *Il Trentino. Saggio di geografia fisica e di antropogeografia*. Ed. Zippel: 1-326. Trento (rist. in Scritti geografici, 1923: 4-286).
- BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. e ZANETTIN B., 1971 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:100.000. Foglio 19. Tirano*. Servizio Geologico d'Italia: 1-124. Roma.
- BERRUTI G., 1986 - *Note sulla tectonica della regione NW del Massiccio dell'Adamello*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, 21 (1984): 3-30.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. e JOBSTRAIBIZER P.G., 1970 - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. Tonaliti-quarzodioriti-granodioriti e loro varietà leucocratiche*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, 27:1-148 (con schizzo geologico 1:200.000).
- BIANCHI A. e DAL PIAZ G.B., 1940 - *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello. Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico-petrografici compiuti durante l'anno 1939 nell'alta Val Camonica*. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, 65:1-18. Roma.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ G.B., 1948 - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello*. Rend. Soc. Miner. It., 5:79-102. Pavia.

- CACCIAMALI G.B., 1897 - *In Val d'Avio*. In: «La Vita», 16 (11), Novembre 1897.
- CALLEGARI E., 1983 - *Note introduttive alla geologia del massiccio dell'Adamello*. In: «Il magmatismo tardoalpino nelle Alpi. Escursione Adamello-Bregaglia». Soc. Geol. It. - Soc. It. Miner. Petr.: 14-18. Luglio 1983. Padova.
- CALLEGARI E., 1985 - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 26 (1983):83-103. Roma.
- CALLEGARI E., e DAL PIAZ G.B., 1973 - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, 29:3-39.
- CAPELLO C.F., 1960 - *Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo*. Univ. Torino, Facoltà di Magistero (17). Giappichelli: 1-320. Torino.
- CASTELLARIN A. (a cura di), 1981 - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*. Prog. Fin. Geodinamica (S.P. 5) C.N.R., Tecnoprint, 441:1-220. Bologna.
- CASTELLARIN A. e VAI G.B. (a cura di), 1982 - *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg., Soc. Geol. It.: 41-56. Bologna.
- CASTIGLIONI G.B., 1961 - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, 23:3-131.
- CASTIGLIONI G.B., 1979 - *Geomorfologia*. U.T.E.T.: 1-436. Torino.
- CATASTA G., PARISI B. e SMIRAGLIA C., 1981 - *Relazioni della campagna glaciologica 1980: Settore lombardo. Alpi Retiche. Bacino: Oglio-Po. Ghiacciai del Gruppo Adamello*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4 (2):177-180. Torino.
- CHARDON M., 1975 - *Les Préalpes Lombardes et leur bordures*. Thèse Univer. Aix-Marseille, 4 nov. 1972, 2 voll.: 1-655. Lille.
- C.N.R. - COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1961 - *Catasto dei ghiacciai italiani. Anno geofisico 1957-1958. III: Ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale*. 1-389. Torino.
- CORNELIUS H.P., 1928 - *Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller-Intrusion*. Sitzungsber. Ak. d. Wiss. Wien, Kl. math. nat., sez. I, 137: 541-562.
- CORNELIUS H.P. e FURLANI CORNELIUS M., 1930 - *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Ak. d. Wiss., Kl. math. nat., 102:207-302. Wien.
- COZZAGLIO A., 1935 - *Sopra alcune caratteristiche del sistema glaciale della Valcamonica*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 15:60-74. Torino.
- DE GASPERI G.B., 1911 - *A proposito del laghetto Schultz sull'Adamello*. Riv. Geogr. It., 18 (9):543-544. Firenze.
- DE GASPERI G.B., 1913 - *Osservazioni sui ghiacciai di Pisgana del Venerocolo e d'Avio nell'Adamello*. Boll. del C.A.I., 32 (2):4. Torino.
- DE GASPERI G.B., 1922 - *Osservazioni sui ghiacciai del Gruppo dell'Adamello*. Mem. Geogr. di G. Dainelli. Firenze.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I e CALLEGARI E., 1985 - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., 26 (1983): 285-299. Roma.
- DEUTSCHER UND ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN, 1903 - *Karte der Adamello-und Presanella-Gruppe*. Scala 1:50.000.
- FORCELLA F., GALLAZZI D., MONTRASIO A. e NOTARPIETRO A., 1982 - *Note illustrative relative all'evoluzione neotettonica dei Fogli 6 - Passo dello Spluga, 7 - Pizzo Bernina, 8 - Bormio, 17 - Chiavenna, 18 - Sondrio, 19 - Tirano*. In: «Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia». Pubbl. n° 513 del P.F.G.: 239-288. Napoli.
- G.N.G.F.G.-C.N.R., in stampa - *Ricerche geomorfologiche nell'Alta Val di Pejo (Gruppo del Cevedale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. Torino.
- KLEBELSBERG (von) R., 1936 - *Die «Stadien» der Gletscher in der Alpen*. Verhandl der III Inter. Quartär-Konferenz: 102-105. Wien.
- LEHMANN O., 1920 - *Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. I Teil: Die allgemeine Bedeutung der U Täler*. Abhandl. Geogr. Gesell., 11 (1):89. Wien.
- MARSON L., 1902 - *Sulle oscillazioni dei ghiacciai dell'Adamello-Presanella*. Boll. Soc. Geogr. It., 6:546-568. Roma.
- MARSON L., 1908 - *Sulle oscillazioni dei ghiacciai dell'Adamello-Presanella (Alto bacino del Sarca-Mincio)*. Zeitsch. f. Gletschk., 2:58-60. Leipzig.
- MARSON L., 1912 - *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio)*. Boll. Soc. Geogr. It.: 166-171. Roma.
- MERCIAI G., 1915 - *Escursioni ed osservazioni nell'alta Valcamonica*. Riv. Mens. C.A.I., 3, Marzo 1915.
- MERCIAI G., 1920 - *Osservazioni sui ghiacciai del gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 5°, 9 (7-10): 271-275. Roma.
- MERCIAI G., 1921 - *Attorno ai ghiacciai dell'Adamello. Relazione della campagna glaciologica eseguita nell'estate 1919*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 4:169-184. Torino.
- MERCIAI G., 1921 - *Sulle variazioni dei principali ghiacciai del gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geol. It., 40 (1-2):129-138. Roma.

- MERCIAI G., 1924 - *La glaciazione attuale sul Gruppo dell'Adamello e il limite climatico delle nevi*. Atti IX Congr. Geogr. It., 2:60-66. Genova.
- MERCIAI G., 1925 - *I ghiacciai del Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 6:86-177. Torino.
- MERCIAI G., 1927 - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai italiani. 1925: Gruppi dell'Adamello e della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 7:18. Torino.
- MOTTANA A. e SCHIAVINATO G., 1973 - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore nord-occidentale del Massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, 29:1-70.
- NANGERONI G., 1954 - *Appunti per una revisione del catalogo dei ghiacciai lombardi*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 93 (3-4):373-407. Milano.
- OROMBELLI G. e PELFINI M., 1986 - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla piccola glaciazione, nelle Alpi centrali*. Rend. Soc. Geol. It., 8 (1985):17-20. Roma.
- PANTALEO M., 1975 - *Note toponomastiche sui ghiacciai dei Gruppi del Bernina e dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., 23:83-100. Torino.
- PARISI B. e SCHIAVI A., 1984 - *Relazioni della campagna glaciologica 1982: Settore lombardo. Alpi Retiche. Bacino: Oglio-Po. Ghiacciai del Gruppo Adamello*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6 (1983; 1):92. Torino.
- PAYER J. v., 1865-67 - *Originalkarte der Adamello-Presanella Alpen*. In: Peterm. Mitt., Gotha, Ergänzungsband IV, Scala 1:56.000.
- PAYER J. v., 1872 - *Die zentralen Ortleralpen (Gebiete: Martel, Laas und Saent) nebst einem Anhang zu den Adamello-Presanella Alpen des Ergänzungsheftes Nr. 17*. Petermans Geogr. Mitt. Ergänzungshefte, 18 (31): 1-36. Gotha.
- PAYER J. v., 1872 - *Anhang zu den Adamello-Presanella Alpen*. Peterm. Geogr. Mitt., Ergänzungsheft 17: 1-36. Gotha.
- PENCK A. e BRUECKNER E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 1-3:1-1199. Leipzig.
- PRUDENZINI P., 1895 - *Il Gruppo dell'Adamello fra la Valle Camonica e il Trentino*. Boll. C.A.I., 28 (61): 137-194. Torino.
- RATH (VON) G., 1864 - *Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Ueber das Gestein des Adamello Gebirges*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., 16:249-266. Berlin.
- SACCHI P., 1984 - *Adamello. Guida dei monti d'Italia*. I. C.A.I.-T.C.I. Milano.
- SACCO F., 1936 - *Il glacialismo lombardo*. In: «L'Universo», 17:567-586; 642-658; 727-743. Firenze.
- SAGLIO S. e LAENG G., 1954 - *Adamello. Guida dei monti d'Italia*. C.A.I.-T.C.I., 5-694. Milano.
- SAIBENE C., 1952 - *Relazioni delle campagne glaciologiche 1951. Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 3:163-166. Torino.
- SAIBENE C., 1953 - *Revisione dei ghiacciai del versante lombardo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 4:231-260. Torino.
- SAIBENE C., 1954 - *Relazioni delle campagne glaciologiche 1953: Gruppo dell'Adamello (versante lombardo)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 5:172-176. Torino.
- SAIBENE C., 1955 - *Relazioni delle campagne glaciologiche 1954: Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 6:196-200. Torino.
- SAIBENE C., 1956 - *Relazioni delle campagne glaciologiche 1955: Gruppo dell'Adamello (versante lombardo)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 7: 161-164. Torino.
- SAIBENE C., 1959 - *Relazioni delle campagne glaciologiche 1956 e 1957: Gruppo dell'Adamello (settore lombardo)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 8 (I):206-208; 286-292. Torino.
- SAIBENE C., 1961 - *Campagne glaciologiche 1958-59: Gruppo dell'Adamello (versante lombardo)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 9:194-195. Torino.
- SAIBENE C., 1963 - *Campagna glaciologica 1960: Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 10 (I): 179-181. Torino.
- SAIBENE C., 1964 - *Relazioni della campagna glaciologica 1961: Gruppo dell'Adamello (versante lombardo)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 11 (I): 139-141. Torino.
- SAIBENE C., 1966 - *Relazioni della campagna glaciologica 1962: Gruppo Adamello (versante lombardo)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 12 (I): 126-127. Torino.
- SAIBENE C., 1966 - *Relazioni della campagna glaciologica 1963: Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 13 (I): 102-103. Torino.
- SAIBENE C., 1967 - *Relazioni della campagna glaciologica 1964: Valle Camonica (Gruppo dell'Adamello)*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 14 (I): 164-165. Torino.
- SAIBENE C., 1969 - *Relazioni della campagna glaciologica 1965: Gruppo montuoso Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 15 (I):170-171. Torino.
- SAIBENE C., 1970 - *Relazioni della campagna glaciologica 1969: Bacino: Oglio (Valcamonica). Gruppo: Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 17:79-81. Torino.
- SAIBENE C., 1970 - *Relazioni della campagna glaciologica 1970: Bacino: Oglio (Valcamonica). Gruppo: Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 18:126-131. Torino.
- SAIBENE C., 1971 - *Relazioni della campagna glaciologica 1971: Alpi Retiche. Bacino: Oglio (Valcamonica). Gruppo: Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 19:149-152. Torino.

- SAIBENE C., 1972 - *Relazioni della campagna glaciologica 1972: Alpi Retiche. Bacino: Oglio (Valcamonica). Gruppo: Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 20:173-174. Torino.
- SAIBENE C., 1973 - *Relazioni della campagna glaciologica 1973: Alpi Retiche. Bacino: Oglio (Valcamonica). Gruppo: Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 21:121-128. Torino.
- SAIBENE C., 1974 - *Relazioni della campagna glaciologica 1974: Alpi Retiche. Bacino: Oglio (Valcamonica). Gruppo: Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. II, 22:283-284. Torino.
- SAIBENE C., 1978 - *Relazioni della campagna glaciologica 1977: Settore lombardo. Alpi Retiche. Bacino: Oglio-Po*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1 (1):94-96. Torino.
- SALOMON W., 1895 - *Ueber die Contactmineralien der Adamello-gruppe*. Tschr. Mineral. Petrograph. Mitt., s. II, 15:159-183. Wien.
- SALOMON W., 1900 - *Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren?* Neues Jahrb. f. Geol. Miner. u. Pal., 117-139. Stuttgart.
- SALOMON W., 1908-1910 - *Die Adamellogruppe. Ein alpinen Zentralmassiv, und Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen*. Abhandl. k.k. geol. R. Anst., 21 pt. 1:1-433. 22 pt. 2:435-603. Wien.
- SCHIAVINATO G., 1951 - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del Gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale)*. Rend. Soc. It. Miner., 7:94-107. Pavia.
- SCHIAVINATO G., 1955 - *Sulle rocce diabasiche comprese negli scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia)*. Rend. Soc. Miner. It., 11:233-259. Pavia.
- SCHIAVINATO G., 1955 - *Carta geologica del Gruppo del Baitone, scala 1:50.000*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 20.
- SCHULZ K., 1894 - *Die Adamellogruppe*. In: RICHTER E., «Die Erschliessung der Ostalpen», 2: 174-244. Berlin.
- SIBER-GYSI G., 1870 - *Monte Adamello*. Boll. C.A.I., 5.
- SMIRAGLIA C., 1979 - *Relazioni della campagna glaciologica 1978: Settore lombardo. Alpi Retiche: Ghiacciai del Gruppo Adamello*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2 (2):152-153. Torino.
- SMIRAGLIA C., 1980 - *Relazioni della campagna glaciologica 1979: Settore lombardo. Alpi Retiche. Bacino: Oglio-Po. Ghiacciai del Gruppo Adamello*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3 (2):114. Torino.
- SPITZ A., 1915 - *Zur Alterbestimmung der Adamellointrusionen*. Mitt. Geol. Gesell., 8 (3-4):227-245. Wien.
- VILLA G.M., 1939 - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1938: Gruppo Adamello-Presanella*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 19:211-212. Torino.
- VILLA G.M., 1940 - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1939: Gruppi Adamello-Presanella*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 20:189-193. Torino.
- VILLA G.M., 1941 - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1940: Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 21:181-186. Torino.
- VILLA G.M., 1942 - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1941: Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 22:69-74. Torino.
- VILLA G.M., 1945 - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1942: Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., s. I, 23:120-121. Torino.
- VILLA G.M., 1950 - *Note geomorfologiche sul Gruppo dell'Adamello*. Studi Urbinati: 3-23.
- VISENTIN J.E. e ZANETTIN B., 1968 - *Genesis di cornubianiti a staurolite - granato - andalusite - cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. St. Trent. Sc. Nat., N.S., sez. A, 45 (2): 224-245. Trento.

Indirizzo degli Autori:

CARLO BARONI, Museo Civico di Scienze Naturali, Via Ozanam, 4 - 25128 BRESCIA.

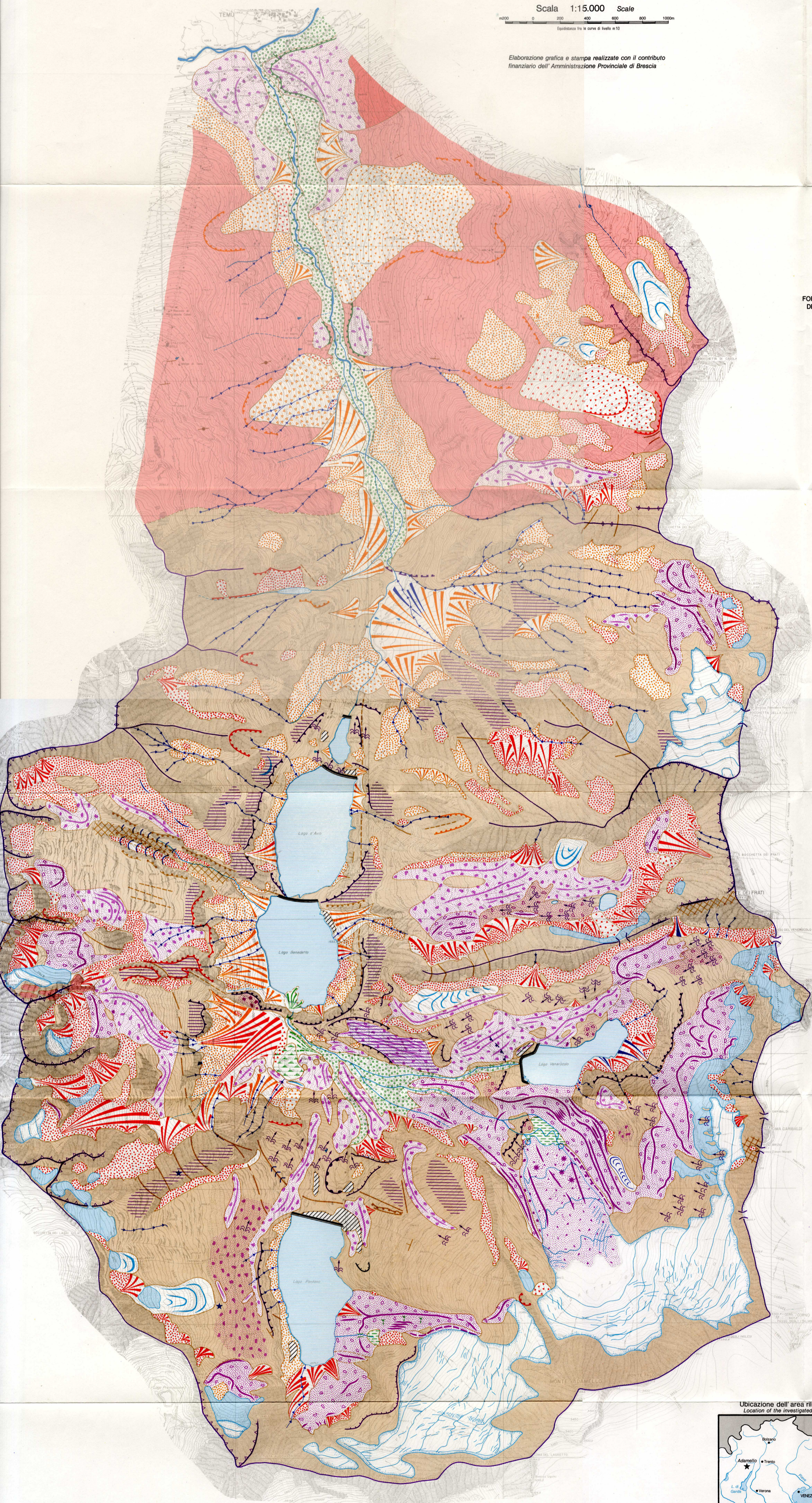
ALBERTO CARTON, Istituto di Geologia, Università degli Studi di Modena, C.so Vittorio Emanuele II, 59 - 41100 MODENA.

# CARTA GEOMORFOLOGICA DELLA VALLE DELL'AVIO (Gruppo dell'Adamello)

## GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE VALLE DELL'AVIO (Adamello Group)

Scala 1:15.000 Scale  
 0 200 400 600 800 1000m  
 Equidistanza fra le curve di livello a 10

Elaborazione grafica e stampa realizzate con il contributo finanziario dell'Amministrazione Provinciale di Brescia



IDROGRAFIA ED ELEMENTI DEL GLACIALISMO ATTUALE	HYDROGRAPHY AND FEATURES OF PRESENT -DAY GLACIATION
Sorgente	Spring
Corso d'acqua perenne	Perennial stream
Corso d'acqua temporaneo	Temporary stream
Lago	Lake
Bocca del torrente subglaciale	Mouth of subglacial stream
Limite di ghiacciaio	Glacier boundary
Limite di nevai semipermanente	Boundary of semipermanent snow field
Crevasca	Crevasse
Seraccata	Ice-fall

FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLO SCORRIMENTO DELLE ACQUE SUPERFICIALI E FLUVIOGLACIALI	LANDFORMS AND DEPOSITS DUE TO RUNNING WATERS (PARTLY FLUVIOGLACIAL)
<b>Forme di erosione</b>	<b>Erosional landforms</b>
Scarpata	Scarp
Cascata	Waterfall
Intaglio nella morena	Notch across moraine
Superficie interessata da ruscellamento	Surface affected by rill wash
<b>Forme di accumulo e depositi</b>	<b>Constructional landforms and deposits</b>
Conoidi di deiezione	Alluvial fan
Deposito torrentizio con tessitura dai massi alle sabbie	Stream deposit with texture from boulder to sand
Deposito limoso e/o sabbioso	Silty or sandy texture deposit
Deposito palustre e/o lacustre	Palustrine and/or lacustrine deposit

FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLA GRAVITÀ	LANDFORMS AND DEPOSITS DUE TO GRAVITY
<b>Forme di erosione</b>	<b>Erosional landforms</b>
Scarpata di degradazione e/o di frana	Degradational and/or landslide scarp
<b>Forme di accumulo e depositi</b>	<b>Constructional landforms and deposits</b>
Accumulo di frana	Landslide deposit
Cono detritico	Talus cone
Falda detritica	Scree slope

FORME E DEPOSITI GLACIALI	GLACIAL LANDFORMS AND DEPOSITS
<b>Forme di erosione</b>	<b>Erosional landforms</b>
Cresta rocciosa: a) netta; b) smussata	Rocky crest-line: a) sharp; b) rounded
Orlo di circo	Edge of cirque
Scarpata di erosione s.l.	Erosional scarp
Conca di sovrascavazione	Overdeepened hollow
Rocce montonate e direzione di movimento del ghiaccio (strie)	Roches moutonnées and ice flow direction (striations)
Ripiano in roccia modellato dal ghiacciaio	Smoothed surface
Sella di transfluenza	Transfluence saddle
Gradino di valle glaciale (Riegel)	Step of trough (Riegel)
Gradino di spalla glaciale	Step of glacial shoulder

FORME E DEPOSITI GLACIALI	GLACIAL LANDFORMS AND DEPOSITS
<b>Forme di accumulo e depositi</b>	<b>Constructional landforms and deposits</b>
Cordone morenico	Moraine ridge
Morene su ghiaccio; tavole di ghiaccio	Superglacial moraine; ice table
Deposito glaciale con spessore superiore al metro; masso erratico	Glacial deposit more than 1 m thick; erratic boulder
Deposito glaciale sparso con spessore inferiore al metro	Glacial deposit less than 1 m thick

FORME E DEPOSITI CRIOGENICI E NIVALI	CRYOGENIC AND NIVATION LANDFORMS AND DEPOSITS
<b>Forme di erosione</b>	<b>Erosional landforms</b>
Canalone di valanga	Avalanche track
Vallecola a conca	Dell
<b>Forme di accumulo e depositi</b>	<b>Constructional landforms and deposits</b>
Cono di valanga	Avalanche cone
Rockglacier	Rock glacier
Nivomorena	Protalus rampart
Lobo di soffiamento, colata di pietre e colata di terra	Soilification lobe; blocks stream and earth-flow
Microforme legate al gelo discontinuo e/o alla neve (suoli strutturali)	Special landforms due to discontinuous frost action and/or to snow (patterned ground)

FORME ANTROPICHE	MAN-MADE LANDFORMS
Canalizzazioni sotterranee	Underground canals
Diga	Dam
Teleferica	Cableway
Superficie modellata	Remodeled surface
Scarpata di degradazione	Degradational scarp

DATI STRUTTURALI	STRUCTURAL DATA
Quarzodioriti biotitiche tipo Val d'Avio; Quarzodioriti biotitiche tipo "Vette centrali dell'Adamello"; Tonalite dell'Adamello Occidentale e connesse differenziazioni acide e basiche.	Quartz diorites of the "Val d'Avio" type; biotitic Quartz-diorites of the "Adamello's central peaks" type; Tonalite of western Adamello and related acid and basic differentiations.
Rocce metamorfiche del basamento cristallino delle Alpi Meridionali, con relative facies metamorfiche di contatto (micascisti e filadi quarzifere prevalenti con intercalazioni di filadi carbonifere quarzite - sericitiche) e lenchi di copertura Permo-mesozoica, metamorfosati per contatto (zona del Corno Guello).	Metamorphic rocks of the crystalline basement of the Southern Alps, with related contact metamorphic facies (micaschists and prevailing quartziferous phyllites, with intercalations of carbon-rich phyllites and sericitic quartzites) and contact metamorphosed outliers of the Permo-Mesozoic cover (Corno Guello area).
Rocce metamorfiche del basamento cristallino delle Austriaci (micascisti a due ricche, ortogneiss pegmatitici, anfiboliti e scisti anfibolici).	Metamorphic rocks of the crystalline basement of the Austriades (two-mica micaschists, pegmatitic orthogneisses, amphibolites and amphibolitic schists).
Scistosità e giacitura della fratturazione	Schistosity and fracturation dip
Mediamente inclinata	Layer dipping moderately
Verticale	Vertical
Limite litologico certo	Lithologic boundary, certain
Limite litologico presunto	Lithologic boundary, assumed

