

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA E CENTRO STUDI DI GEOGRAFIA FISICA
PRESSO L'UNIVERSITÀ DI PADOVA

G. B. CASTIGLIONI

STUDIO GEOLOGICO E MORFOLOGICO DEL TERRITORIO DI BACENO E PREMIA

(Val d'Ossola - Alpi Lepontine)

(Con 24 figure nel testo, 2 tavole e 1 carta geologica alla scala 1:25.000)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1958

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova

Volume XX

P R E M E S S A

Il presente lavoro, che fu compiuto con i mezzi e sotto gli auspici dei Centri di Geografia fisica e di Petrografia e Geologia del C. N. R., ha lo scopo di studiare alcuni caratteristici fenomeni morfologici che si osservano raggruppati in un breve tratto di una valle alpina. Come premessa allo studio morfologico è stato compiuto pure uno studio geologico, basato sul rilevamento *ex novo* del territorio alla scala 1:10.000, e sull'esame delle condizioni tettoniche che ivi si manifestano in modo caratteristico, quali si possono ricavare dalla ricca bibliografia esistente.

In una relazione pubblicata dal Comitato Italo-Svizzero per il cinquantenario del traforo del Sempione (cfr. bibl. 22), ho già riassunto l'argomento di questo studio, assieme ai risultati più importanti delle ricerche prettamente geologico-petrografiche che ho contemporaneamente compiuto, e che ho pubblicato in una nota a parte (bibl. 23). In una comunicazione presentata al XVI Congresso Geografico Italiano (112), ho inoltre brevemente parlato di alcuni fenomeni particolari che qui vengono nuovamente e più ampiamente trattati nello studio generale.

Questo lavoro fu iniziato come dissertazione di laurea in scienze geologiche presso l'Università di Padova. L'argomento fu proposto dal Prof. ANGELO BIANCHI, che in questo settore dell'Ossola condusse in passato studi di carattere mineralogico-petrografico. A lui desidero qui rinnovare il mio caldo ringraziamento.

Le ricerche sul terreno furono condotte nei mesi estivi degli anni 1952, 1953 e 1954. Sotto la guida del Prof. ANGELO BIANCHI, Direttore dell'Istituto di Mineralogia, ho compiuto lo studio del materiale petrografico raccolto, i cui risultati verranno qui solamente riassunti, essendo già stati pubblicati a parte nel lavoro cui ho accennato poc'anzi. Il prof. GIAMBATTISTA DAL PIAZ, Direttore dell'Istituto di Geologia, e il Prof. GIUSEPPE MORANDINI, Direttore dell'Istituto di Geografia, vollero accompagnarmi sul posto con appositi sopraluoghi, per additarmi le questioni più importanti da studiare e indirizzarmi nella soluzione di esse. Ai miei insigni Maestri, che in questi anni hanno costantemente guidato il mio lavoro, incoraggiandomi col loro aiuto e il loro autorevole consiglio, porgo l'espressione della mia profonda gratitudine. Essi, come Direttori rispettivamente del Centro Studi di Petrografia e Geologia e del Centro Studi di Geografia fisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche, mi hanno anche procurato i mezzi necessari per lo svolgimento del lavoro e per la sua pubblicazione in queste « Memorie ».

Un vivo ringraziamento desidero esprimere pure a S. E. Prof. GIOTTO DAINELLI, a cui mi rivolsi per consiglio su alcune questioni morfologiche da lui già esaminate nel suo studio sulle valli ossolane. Prezioso mi fu anche l'incontro con il Prof. PIERO LANDINI, Di-

rettore dell'Istituto di Geografia dell'Università di Palermo, profondo conoscitore e studioso della zona, e con i Proff. ZOPPETTI e ROGGIANI del Collegio Mellerio-Rosmini di Domodossola, che mi furono tutti larghi di utili suggerimenti.

Molti altri dovrei ricordare, che in vario modo agevolarono questo lavoro; fra essi sono due amici: BORTOLO FRANCESCHETTI, che nell'estate 1953 mi fu intelligente compagno nel corso del rilevamento, e CAMILLO BETTINELLI, appassionato cultore di cose ossolane, sempre pronto ad offrirmi il suo aiuto disinteressato in ogni occasione; ad essi vada il mio grazie più cordiale.

SGUARDO D'INSIEME

L'alta valle della Toce si inizia col nome di Val Formazza, per assumere più in basso quello di Val Antigorio, che conserva fino allo sbocco nella conca di Domodossola. A metà circa di Val Antigorio si unisce da destra una importante valle affluente, quella del Torrente Dévero. Entrambi questi due rami iniziali prendono origine presso la catena principale delle Alpi Lepontine che, sebbene non possa competere in altezza coi colossi delle vicine Alpi Pennine o delle Alpi Bernesi che stanno di fronte, tuttavia possiede un cospicuo numero di vette che sorpassano i 3000 metri e costituiscono una regione montuosa assai movimentata. Si comprenderà quanto aspro debba essere il carattere del rilievo, quando si pensi che la piana di Domodossola, a soli 300 metri sul livello del mare, dista dalla linea spartiacque meno di 20 chilometri.

Il gruppo montuoso più importante nel bacino dell'alta Toce è quello del Corno Cieco (m. 3375) e dell'Àrbola (m. 3235); attorno ad esso sono raccolti numerosi ghiacciai, di cui cospicuo è specialmente il Ghiacciaio del Sabbione o Hohnsandgletscher, che alimenta il ramo più grosso della Toce. Più ad Ovest, sempre sulla linea dello spartiacque alpino, sorge l'imponente mole del M. Cervandone, che dai suoi 3211 metri domina tutta la Val Dévero. All'estremità settentrionale del bacino ossolano, l'ampio Passo S. Giacomo porta nell'alta valle del Ticino. Di là comincia una lunga catena diretta in senso meridiano, che separa l'Ossola dalle valli svizzere del Canton Ticino e culmina nella bella Cima del M. Basòdino (m. 3275) con qualche piccolo ghiacciaio.

Altre importanti catene si dipartono dall'asse principale, tra cui quella che separa la valle della Toce da quella del Dévero, e l'altra che separa quest'ultima valle dal bacino del Torrente Diveria, anch'esso affluente di destra della Toce. Sul punto di confluenza tra Val Dévero e Val Antigorio, che a noi interessa, incombono da occidente il massiccio del Monte Cistella-Pizzo Diei che tocca i 2900 metri, da settentrione la piramide regolare del Monte Forno o Gorio (m. 2593), da oriente una serie di cime sui 2700-2000 m.

Notevole è la estensione di vaste superficie spianate nella parte elevata della valle, con altezze superiori ai 2000 metri, testimonianza di uno o più cicli antichi di erosione, giunti ad uno stadio di maturità avanzata (cfr. DAINELLI, 117, p. 58 segg.).

Le vette che si sopraelevano su tali superficie raramente presentano forme molto ardite di rilievo, ravvivato soprattutto dalle particolarità morfologiche dovute all'azione ero-



FIG. 1. - Schizzo oro-idrografico della Val d'Ossola superiore. Il riquadro indica l'area rappresentata nella cartina morfologica di fig. 10.

siva dei ghiacciai quaternari o attuali. Contrasti più netti caratterizzano l'alta Val Dévero, dove la formazione dell'ortogneiss di Monte Leone, di notevole potenza e con una cospicua massa di serpentine inglobate, dà luogo ad una muraglia imponente e massiccia, culminante nelle vette dell'Helsenhorn, del Cervandone e della Rossa, che domina i sottostanti pendii dalle forme assai morbide, costituiti dai calcescisti di Dévero, anche qui con molto estese superficie di antico spianamento. In questa zona si fa sentire fortemente, nelle grandi come nelle piccole forme, l'influenza della direzione NE-SW dei banchi rocciosi. Tale è infatti la direzione del tratto superiore della valle, mentre nel tratto mediano e inferiore essa piega verso Sud e poi verso Sud-Est, divenendo una tipica valle trasversale. Una minore dipendenza dalle linee fondamentali della geologia dimostra l'andamento della valle principale, che segue una direzione nell'insieme da Nord a Sud, con una inflessione verso Sud-Ovest nel tratto centrale, fino alla confluenza con la Val Dévero; è difficile in tal caso parlare di valle longitudinale o trasversale; più importante è osservare come essa attraversi e seghi in tutta la sua potenza la massiccia formazione dell'ortogneiss di Antigorio a struttura cupoliforme, ciò che si può spiegare ammettendo un grandioso caso di sovrapposizione.

L'evoluzione della valle è stata tratteggiata dal DAINELLI (117), mentre un lavoro del MARINELLI riguarda le forme dell'alta montagna (147), e il CAPELLO si è occupato dei fenomeni carsici (111). Manca tuttavia uno studio morfologico esauriente.

Qui basterà osservare come dalle dolci spianate e dagli ampi bacini superiori, le valli si incassino sempre più verso il basso, divenendo via via più anguste, accidentate da ripetuti salti e rinserrate tra ripidi fianchi montuosi, da cui scendono bianche cascate; solo nella zona in cui le due valli si uniscono, la zona di Baceno, Prémia e Crodo che a noi interessa, ove affiorano i micascisti al di sotto dell'ortogneiss, il paesaggio si apre in una pittoresca conca da cui lo sguardo può spaziare fino alle vette circostanti; ma i monti — ad eccezione del massiccio del Cistella dalla sommità tabulare — presentano forme piramidali coi fianchi fortemente inclinati, talvolta interrotti da terrazzi o ripiani e movimentati da valloni, che portano tracce più o meno marcate di elaborazione glaciale. Nell'insieme si può notare un carattere di spiccata giovanilità del rilievo, dovuta a cicli d'erosione recenti, che non poterono giungere ad interessare gli elevati bacini di raccolta. L'intensa impronta glaciale accentua l'aspetto grandioso ed aspro delle forme vallive.

A parte le irregolarità del fondovalle, nei fianchi si distingue una zona inferiore assai ripida, a volte con pareti verticali, mentre a mezza costa si estendono pendii meno erti o veri terrazzi; si può quindi parlare per il solco più profondo, di una forma giovanile trasformata in una tipica doccia glaciale (*Tieftrog*), incastrata entro una doccia valliva più aperta, più antica, anch'essa intensamente glacializzata e profondamente incisa nella massa montuosa (*Mittel- + Hochtrog?*). Ciò esprime specialmente le condizioni di un tratto della Valle Antigorio a monte di Prémia, e della Val Dévero tra Goglio e Cròveo.

Che l'approfondimento vallivo si sia realizzato in più fasi, si comprende anche considerando i gradini di confluenza delle valli secondarie: tipico è l'esempio della valle del Rio di Agaro, affluente di sinistra del Dévero, che si distende con debolissima pendenza nel tratto mediano (ora trasformato in bacino lacustre), e poi torna a scendere con successivi tratti, a pendenza via via crescente e sempre più incassati, fino a sboccare sospe-

sa sul fianco della valle maggiore, precipitandovi le acque in cascata (v. fig. 24). Ciò sta a indicare i successivi tentativi dell'affluente di raccordare il suo corso a quello del torrente principale, man mano che questo approfondiva il suo letto; l'incisione dell'ultimo salto, nel Postglaciale, non si è neppure iniziata.

LO SVILUPPO DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE NELL'ALTA OSSOLA

Il progresso delle conoscenze geologiche nell'alta Val d'Ossola andò di pari passo con l'evoluzione delle idee sulla catena alpina in generale, ma, date le condizioni eccezionali di questa zona, i risultati raggiunti per essa ebbero una grande importanza nella storia della geologia alpina.

E' molto interessante seguire lo sviluppo delle idee sulla tettonica di questa regione, osservando ad esempio la serie dei profili, ordinati cronologicamente dal 1851 al 1904, riportati nel volume del KOBER (43), o leggendo le pagine dell'introduzione storica nel lavoro dello SCHARDT sul traforo del Sempione (69).

La sovrapposizione ripetuta di formazioni di gneiss e di calcari, calcescisti e micascisti, quale si osserva nella zona, con disposizione a grande cupola, se poteva apparire ai primi studiosi abbastanza semplice nelle linee tettoniche generali, offriva però serie difficoltà dal punto di vista petrografico e stratigrafico, per la disposizione quasi stratiforme di rocce di origine verosimilmente ignea quali gli ortogneiss, in mezzo a una pila di formazioni d'origine sedimentaria. Tali difficoltà si vedono affiorare già nella monografia dello STUDER del 1844 (81), e tornarono a presentarsi agli Autori successivi. Particolarmente forte si dimostrò la tendenza, in vari studiosi, a considerare il « massiccio del Sempione » come autoctono, formato da rocce cristalline antiche, di origine ignota ma probabilmente sedimentaria, in normale successione, cioè con le più antiche al di sotto e le più recenti al di sopra.

Il primo che cominciò a vedere un po' più a fondo nella struttura di questi monti fu il GERLACH, che, già alcun tempo prima di pubblicare la sua opera fondamentale, « *Die Penninischen Alpen* », del 1869 (34), aveva riconosciuto che la potente massa dello gneiss di Antigorio costituisce una grande piega anticlinale coricata verso Nord-Ovest, con la fronte ben visibile nella Val Dévero presso Goglio. In tal modo egli veniva a riunire gli scisti di Dévero, che stanno sopra la massa gneissica, con gli scisti di Baceno, che stanno sotto, sconvolgendo l'idea che questi ultimi fossero più antichi dello gneiss stesso (34, p. 84).

La mancata conoscenza dell'età di tali « scisti », impedì al GERLACH di trarre tutte le logiche conseguenze della sua brillante scoperta.

Essa doveva restare per molti anni trascurata; e infatti nel 1878, e poi nel 1882 e fino al 1890, i vari esperti incaricati di compiere gli studi geologici preliminari relativi al progetto di galleria del Sempione, esperti scelti fra i più illustri nomi che la scienza potesse vantare a quell'epoca, tracciarono dei profili senza tener alcun conto dell'altro che a

poca distanza aveva disegnato prima di loro il GERLACH, riprendendo invece il motivo del « massiccio » a semplice struttura anticlinale ⁽¹⁾.

Nel 1893 SCHMIDT e SCHARDT riconoscono che i vari « scisti », intercalati fra gli gneiss nella zona del Sempione, non sono altro che tipici « calcescisti » (« *schistes lustrés* », « *Bündnerschiefer* »), del tutto analoghi ai calcescisti giuresi di Nufenen, della Valle di Binn, di Briga, e che i calcari cristallini con carniole e gessi, intercalati tra calcescisti e gneiss, sono sicuramente di età triassica, e che quindi tutte queste rocce mesozoiche sono più recenti degli gneiss; le numerose ripetizioni di gneiss, calcescisti e rocce triassiche, risultano allora dovute a molteplici, strettissime pieghe, che lo SCHMIDT, in un profilo del 1901, immagina rivolte ora a Sud e ora a Nord; una di queste è la piega di Antigorio del GERLACH; con ciò la struttura viene ad essere estremamente complicata, ma non è ancora abbandonata l'idea del massiccio autoctono.

Pur recando un importante contributo alla conoscenza della regione, un passo indietro rappresenta, per quanto riguarda l'interpretazione della tettonica, il lavoro del TRAVERSO del 1895 (86), che considera le rocce più profonde come le più antiche, di età probabilmente arcaica, e nega l'esistenza della piega di Antigorio.

Le sorprese risultanti dallo scavo della galleria (1898-1905), se da un lato confermarono la vecchia interpretazione del GERLACH a proposito della piega di Antigorio, costrinsero d'altro lato i geologi a modificare più volte i loro profili e a cercare nuove possibilità di spiegazione. Fu solo nel 1902 che il LUGEON, utilizzando i dati forniti dalle relazioni di SCHARDT sulle rocce incontrate nello scavo della galleria, e mettendoli in rapporto con la struttura visibile nel Gruppo dell'Arbola, tracciò un profilo in cui le varie zone di gneiss venivano interpretate come tante pieghe anticlinali coricate e stirate con rovesciamento da Sud-Est a Nord-Ovest, separate da strette sinclinali di scisti mesozoici (45, 46,); tale interpretazione, accettata dallo SCHARDT, e opportunamente modificata nel dettaglio, si dimostrò essere l'unica che rendesse conto pienamente della complicatissima struttura, quale era stata messa in luce dalla perforazione della galleria (69, 70). Al LUGEON stesso e all'ARGAND spetta inoltre il merito di aver giustamente inserito questi motivi strutturali nel più vasto quadro tettonico delle Alpi Occidentali (bibl. 1, 2, 47, 48, 92).

Dato l'alto interesse che tali fenomeni presentavano anche da un punto di vista generale, dalla Commissione Geologica Svizzera venne affidato a SCHMIDT e PREISWERK il compito di preparare un rilevamento geologico completo della regione del Sempione, lavoro che, condotto parallelamente alle ricerche di STELLA del Comitato Geologico Italiano per il versante meridionale, portò alla pubblicazione della *Carta Geologica del Gruppo del Sempione* alla scala 1:50.000 (94), e delle relative note illustrative, in cui la teoria dell'« *Ueberfaltung* » veniva dimostrata in tutti i suoi particolari, nonostante alcune riserve espresse dallo STELLA (72, 76, 77).

Da allora la zona del Sempione è considerata una delle classiche regioni a ricoprimenti, e si può ben dire che gli studi compiuti qui ebbero grande importanza anche per

⁽¹⁾ Cfr. bibl.: 40, 63, 82. Si ricordi però che il RENEVIER aveva compreso che la ripetizione dello strato calcareo in più livelli sovrapposti, non doveva rappresentare una normale ripetizione stratigrafica, per ricorrenze sedimentarie, ma una ripetizione tettonica, per l'affioramento di un medesimo strato ripiegato più volte su se stesso (63).

l'interpretazione tettonica dell'intera catena, che in quegli anni fece progressi notevolissimi. In particolare, negli anni successivi, ad opera del PREISWERK e di molti altri, si cercò di trovare il prolungamento delle diverse unità tettoniche del Sempione anche nella vicina zona del Canton Ticino, dove risultarono però complicazioni ben maggiori, e dove ancor oggi molti fatti sono oggetto di discussione ⁽¹⁾.

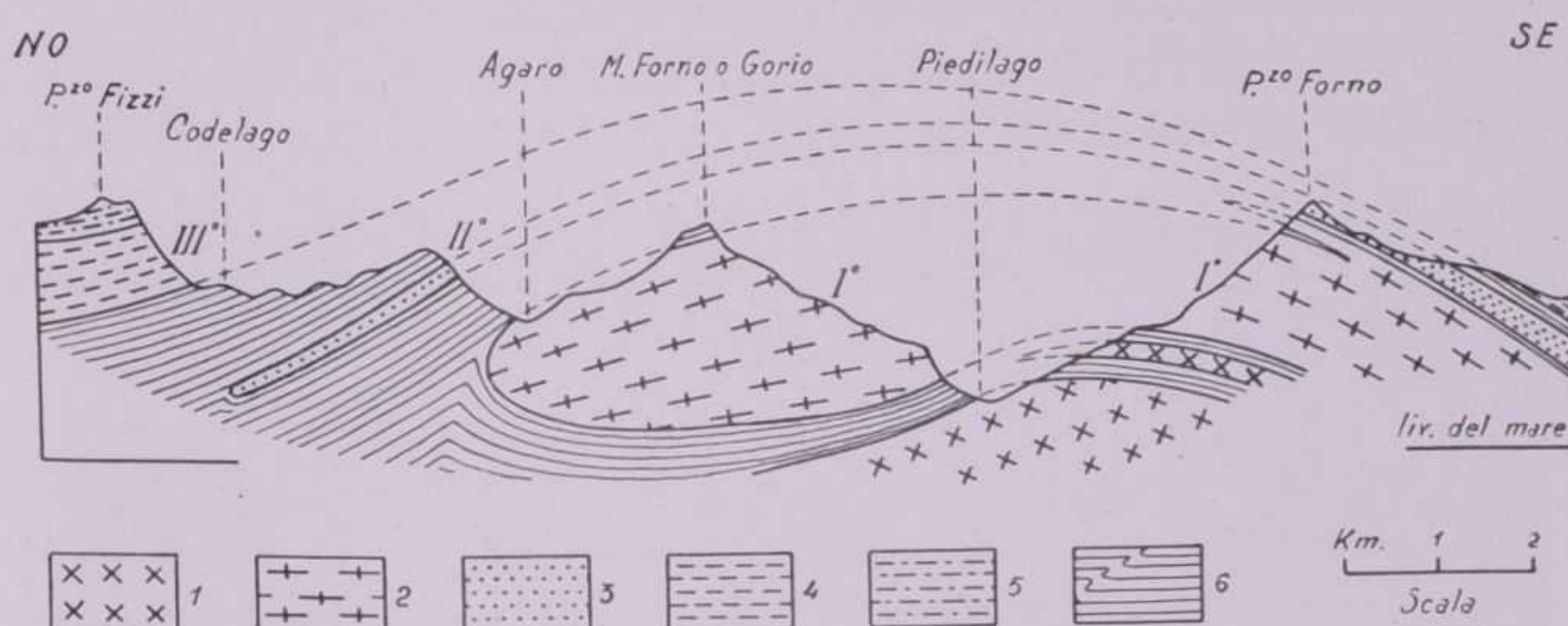


FIG. 2. - Profilo tettonico schematico condotto attraverso la Valle Antigorio e l'alta Val Dévero, lungo la traccia indicata dalla linea A—A dello schema tettonico annesso alla carta geologica (da SCHMIDT e PREISWERK, con alcune modifiche locali dell'autore).

1 - Ortogneiss granitici e aplitici di Verampio, Piedilago, Rio d'Alba; 2 - Ortogneiss granitici del ricoprimento di Antigorio (I); 3 - Paragneiss del ricoprimento Lebendun (II); 4 - Ortogneiss granitici del ricoprimento di Monte Leone (III); 5 - Rocce serpentinosi della Rossa; 6 - Calcesisti, marmi, micascisti e altre rocce delle sinclinali mesozoiche comprese fra i vari ricoprimenti.

Per quanto riguarda la zona ossolana vanno ricordate però le voci discordi del DE STEFANI (30), che ancora nel 1906 sosteneva la vecchia idea del massiccio autoctono, e degli studiosi tedeschi ROTHPLETZ e KLEMM che, basandosi su un'interpretazione artificiosa di alcuni dati d'osservazione, asserivano l'origine posttriassica degli ortogneiss, che sarebbero stati iniettati negli scisti mesozoici provocandone il metamorfismo (41, 42, 66); interpretazione che fu dimostrata errata con fondatissimi argomenti di ordine stratigrafico, tettonico e petrografico (PREISWERK, 57), ma che, malgrado ciò, è stata recentemente ripresa, sia pure sotto una veste diversa, dal REINHARD e dai suoi allievi.

Negli anni 1921-1924 videro la luce gli studi mineralogici e petrografici di A. BIANCHI sulla Val Dévero, al quale fra l'altro si deve la scoperta di ortoanfiboliti anche tra i micascisti di Baceno, in aggiunta a quelle già note nelle varie sinclinali mesozoiche più elevate (10, 11). Negli anni successivi si ebbero importanti studi geologici, petrografici e tettonici, limitati però alle zone finitime, particolarmente in territorio svizzero; tra questi si possono ricordare il lavoro del BADER sulla Valle di Binn (4), quelli di BURCKHARDT e di GÜNTHER nella zona del Basòdino e dell'alta Maggia (14, 36, 37), le ricerche del WENK nella Valle dell'Isorno (89), e del BEARTH nelle vicine Alpi Pennine (7, 9). Alcuni studi di carattere più generale investono questioni comuni alle zone ticinese e ossolana; tali le pub-

⁽¹⁾ Si vedano i lavori citati in bibliografia e specialmente l'opera generale su vasta parte del Canton Ticino di Autori vari, apparsa nel 1936 (53), che contiene anche un ampio riassunto di P. NICOLI, tradotto in italiano da Gb. DAL PIAZ (52).

blicazioni di REINHARD, WENK, GÜNTHER, NABHOLZ sulla tettonica e sui problemi riguardanti il comportamento delle rocce dei ricoprimenti penninici inferiori nel corso dell'orogenesi alpina. In particolare le ricerche petrografiche e petrotettoniche del WENK, coi nuovi metodi d'indagine introdotti, promettono già ora fecondi risultati.

Sono passati cinquant'anni dai rilevamenti di SCHMIDT, PREISWERK e STELLA, e ancora la loro opera rimane praticamente l'unica fonte per la conoscenza geologica del territorio rappresentato nella carta del Gruppo del Sempione, e compreso entro il confine italiano, se si eccettuano i lavori del BIANCHI sopra ricordati, e due pubblicazioni di argomento petrografico, rispettivamente del LINCIO (44) e del FAGNANI (32) su piccole aree del territorio stesso. E' evidente che i progressi moderni della petrografia e della geologia e gli sviluppi che le ricerche hanno avuto nelle aree vicine, rendono necessaria una ripresa degli studi anche in questa regione.

LE ROCCE (*)

La struttura apparente della zona di confluenza di Val Dévero in Val Antigorio, è data da una grande cupola, in cui le diverse formazioni rocciose si susseguono una sopra l'altra come le bucce di una cipolla; ed è fortunata circostanza che la profonda incisione fluviale abbia segato questo edificio cupoliforme proprio nel mezzo, in modo che tutta la serie degli strati è venuta in luce fino nelle sue parti più interne. Si possono qui distinguere appunto le formazioni più profonde, che, come vedremo nel prossimo capitolo, appartengono alle seguenti unità tettoniche, ordinate dal basso verso l'alto:

- 1) cupola di Verampio (elemento 0);
- 2) sinclinale di Baceno;
- 3) ricoprimento di Antigorio (ricoprimento I);
- 4) sinclinale del Téggiolo.

Sulle vette circostanti esistono lembi di una unità tettonica ancora più elevata, il ricoprimento II o di Lebendun.

La zona da me rilevata comprende quasi tutta la « finestra tettonica di Baceno », cioè l'area di affioramento degli scisti della sinclinale di Baceno al di sotto del ricoprimento di Antigorio, giungendo, in Val Dévero, fino alla cascata di Agaro.

Verso Nord il rilevamento si spinge fino alla vetta del M. Forno costituita da calciscisti della sinclinale del Teggolo.

Nella trattazione delle varie formazioni rocciose comincerò dagli ortogneiss, che rappresentano il « basamento pretriassico » (*prätriadisches Grundgebirge*), e che dal punto di vista tettonico formano la « cupola di Verampio » e il nucleo del ricoprimento I, per ve-

(*) I risultati dello studio petrografico, compiuto nell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova, come ho detto nella premessa, sono stati pubblicati a parte, negli «Atti della Società Italiana di Scienze Naturali», (1956, bibl. 23). In questo capitolo vengono riassunte le notizie più importanti e svolte considerazioni di carattere geologico.

nire poi alle rocce derivanti da sedimenti più recenti, che sono rimaste a formare le sinclinali comprese fra i ricoprimenti.

CUPOLA DI VERAMPIO

Ortogneiss granitico di Verampio.

Questa roccia, ben nota dagli studi precedenti, venne chiamata *Crodogneiss* dal GERLACH, *gneiss granulitico di Verampio* dal TRAVERSO, mentre lo SCHMIDT, mettendo l'accento sul fatto che la scistosità viene a mancare nell'interno della massa, la denominò

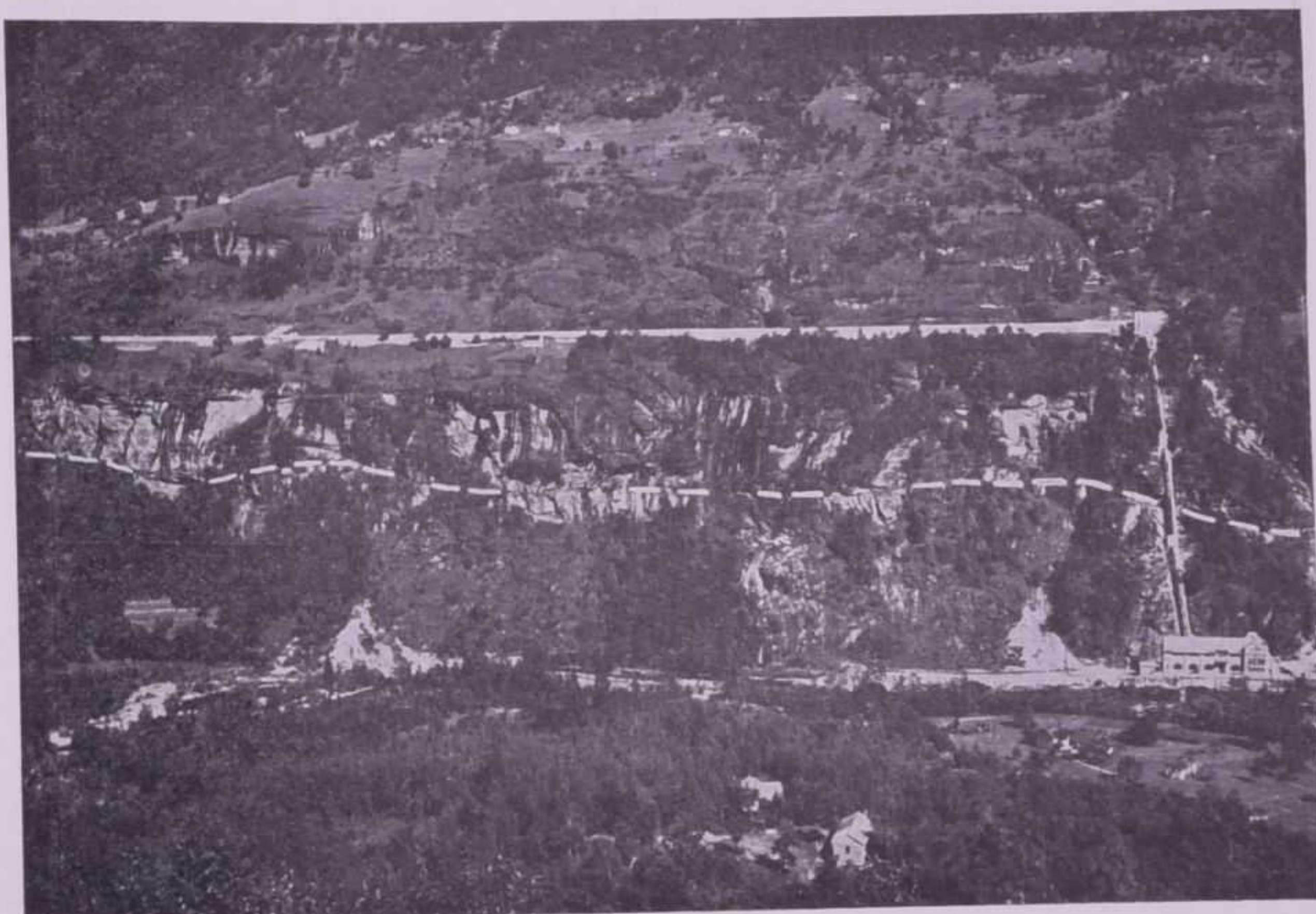


FIG. 3. - Il versante sinistro della Valle Antigorio presso Verampio, con il canale di derivazione, la condotta forzata e la centrale idroelettrica di Crego.

Nella parete rocciosa, che rappresenta il fianco del truogolo glaciale nel tratto approfondito a valle del gradino, si individua il limite superiore dell'ortogneiss di Verampio a contatto con i micascisti di Baceno (linea tratteggiata). In questo punto non sembra che il passaggio da una roccia all'altra abbia determinato nel versante alcuna forma selettiva.

Più in alto, il raddolcimento del pendio contrassegnato dai prati, si trova in continuazione del terrazzo di Crego (a sinistra) ma si innalza progressivamente verso valle (Crego m 800, fienili sotto Boscheccio m 869, fienili sotto Chioso m 963, Arvenolo m 960-980).

Ove non sia diversamente indicato, le fotografie sono dell'autore.

Verampiogranit. I caratteri metamorfici effettivamente non sono molto pronunciati, se non presso il contatto con i micascisti soprastanti. La composizione è quella di un granito siatico la cui formula magmatica si inquadra nel gruppo leucogranitico di NIGGLI. E' costituito essenzialmente da quarzo, microclino, plagioclasio acido e, subordinatamente, da biotite e muscovite (23, 72).

Da vari autori è stata messa in evidenza l'analogia di composizione chimica fra questa roccia e certi tipi del massiccio del Gottardo ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ SCHMIDT e PREISWERK (72) p. 7, BOSSARD (13) p. 518, HEIM (39) p. 511.

L'ortogneiss di Verampio è, delle varie rocce della zona, la più profonda, e costituisce una massa press'a poco a forma di cupola (cupola di Verampio), che alla sommità è stata scoperta ed intaccata dall'erosione. Affiora tutt'intorno alla piana alluvionale di Verampio, alla base dei versanti; ad oriente esso forma una parete verticale, in cui anche a distanza si può riconoscere l'andamento del limite coi micascisti soprastanti (fig. 3);

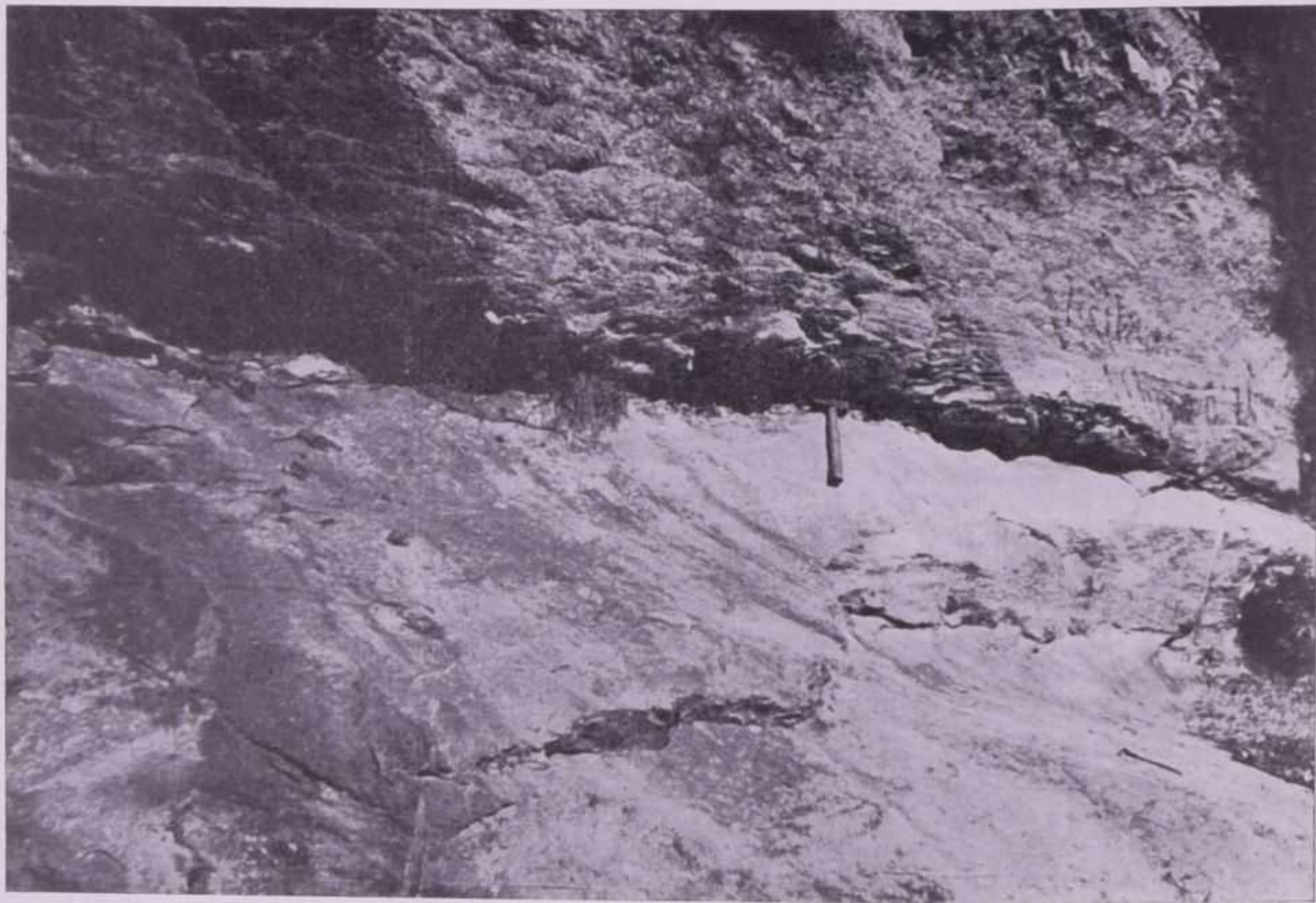


FIG. 4. - Contatto tettonico fra l'ortogneiss granitico di Verampio (sotto) e i micascisti granitiferi di Baceno (sopra), sul versante destro della Valle Antigorio, sopra la centrale idroelettrica di Verampio, lungo la strada Crodo-Baceno.

Fotografia gentilmente concessa dal Prof. Gb. DAL PIAZ.

questo limite si solleva gradualmente verso Nord fino a circa un'ottantina di metri d'altezza sul fondovalle in corrispondenza alla centrale idroelettrica di Crego, e poi ancora sopra Maiesso. La gola della Toce a valle dell'oratorio di S. Lucia intacca l'ortogneiss, la cui superficie-limite è inclinata verso Nord-Ovest di circa 20°.

Sul versante occidentale raggiunge la massima altezza in corrispondenza alla centrale di Verampio, ed il contatto coi micascisti è comodamente visibile lungo la strada carrozzabile di Val Antigorio. Qui la superficie limite è inclinata verso Ovest di circa 25°. Verso Sud essa si abbassa su entrambi i versanti fino a scomparire sotto il materasso alluvionale del fondovalle. Il contatto gneiss-micascisti, dove è direttamente osservabile, è sempre netto, ed accompagnato da una superficie di discontinuità ben marcata, messa spesso in evidenza dagli agenti dell'erosione: il ROTHPLETZ, dall'esame dei rapporti di contatto fra « granito » di Verampio e micascisti, quali si osservano nella classica località sopra la centrale di Verampio, credette di poter ricavare argomenti a favore della tesi secondo cui il granito sarebbe stato iniettato nei micascisti e quindi avrebbe un'età più recente di questi, contro l'opinione della maggior parte degli studiosi ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ ROTHPLETZ (66, p. 109-111). Ai rapporti di contatto in questa località accenna anche A. BIANCHI (10, p. 147 in nota).

Nelle righe seguenti esporrò quanto ho potuto osservare direttamente (si tenga presente la fig. 4). L' ortogneiss è molto compatto, attraversato da rari giunti e litoclasti con disposizione varia, e da filoni rettilinei di quarzo e di aplite; avvicinandosi al contatto la roccia si fa più evidentemente scistosa, fino a laminata in qualche punto. Il contatto forma una linea continua, senza addentellamenti reciproci delle due rocce, ed è sempre

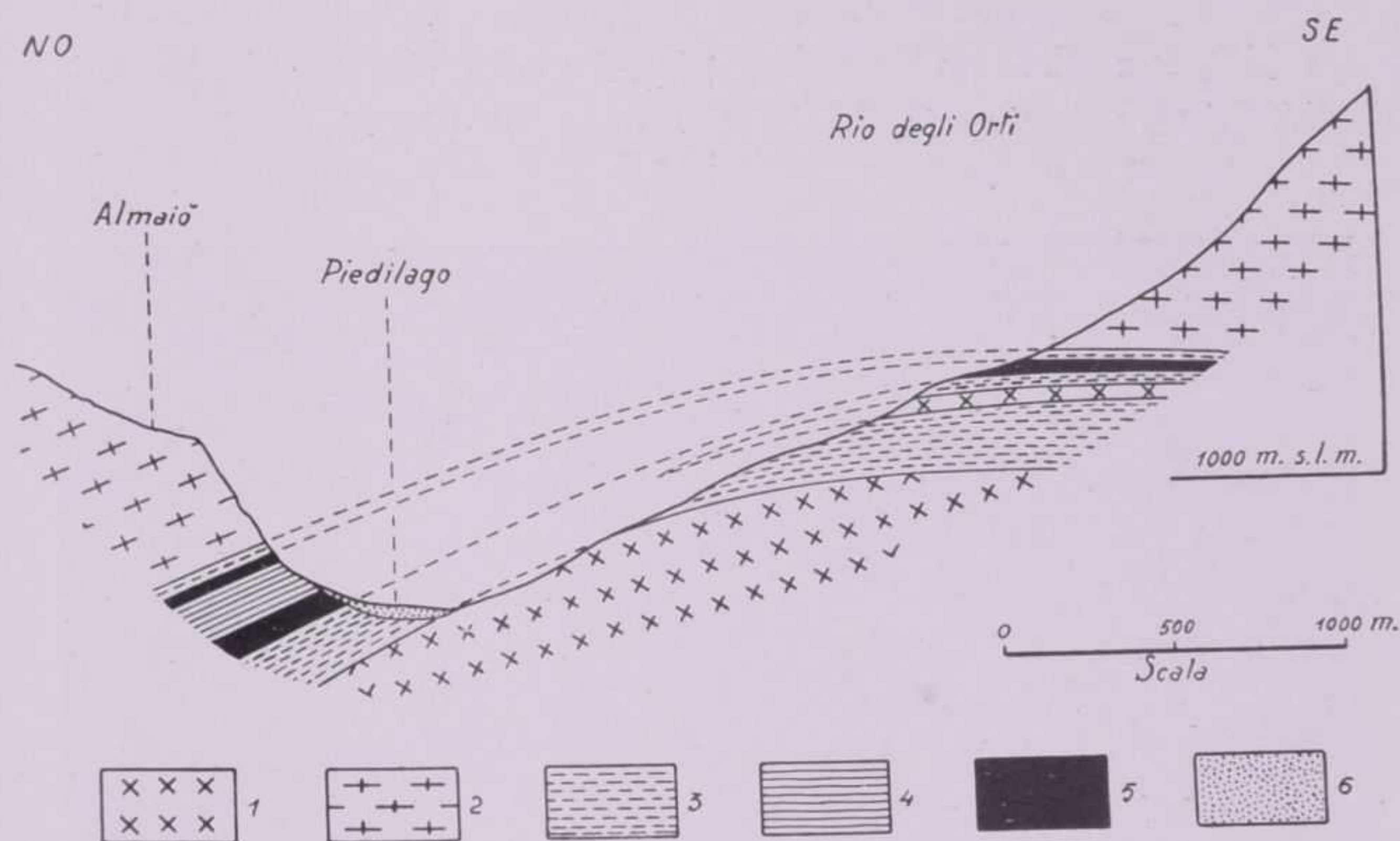


FIG. 5. - Profilo geologico attraverso la Valle Antigorio presso Piedilago (tracciato lungo la linea B—B indicata nella carta geologica) (G. B. CASTIGLIONI del.).

1 - Ortogneiss granitici e aplitici di Piedilago e di Rio d'Alba - Rio degli Orti (cfr. Verampio);
2 - Ortogneiss granitici del ricoprimento di Antigorio; 3 - Micascisti più o meno gneissici, di Baceno; 4 - Paragneiss granatiferi a calcite; 5 - Marmi calcareo-dolomitici; 6 - Alluvioni post-glaciali di fondovalle.

seguito da una chiara superficie di scorrimento; parallelamente ad essa altri piani di disturbo l'accompagnano entro la massa di gneiss.

Al di sopra i micascisti sono in facies normale, per quanto estremamente poveri di granati; si vedono numerose lenti di quarzo perfettamente concordanti, che del resto abbondano in quella formazione in tutta la zona del suo affioramento. Esiste una lievissima discordanza angolare tra i piani di scistosità e la superficie di contatto; lungo questa si trova una grossa lente di quarzo, forse di origine idrotermale, perfettamente concordante. L'apofisi di granito entro i micascisti, che il ROTHPLETZ ha disegnato nella fig. 13 del suo lavoro, non è più visibile oggi; è verosimile che si trattasse di un semplice addentellamento delle due rocce, di origine tettonica.

Anche il filone di aplite, che, come dimostra la figura disegnata da quell'Autore, va a terminare bruscamente contro la linea di contatto, non costituisce certo un argomento a favore della ipotesi di un'intrusione del granito nei micascisti. Il contatto appare dunque essenzialmente tettonico, senza che nulla venga a contraddire l'idea dell'età antica di questa massa granitica rispetto ai parascisti soprastanti: la sua formazione, secondo le vedute dei più autorevoli studiosi, risale all'epoca ercinica, come per le analoghe masse granitiche dei ricoprimenti penninici e dei massici elvetici. Nel caso di Verampio,

il corrugamento alpino ha potuto deformare solo parzialmente la roccia, che ha mantenuto in gran parte la tessitura massiccia originaria.

Ortogneiss granitico di Piedilago.

In Valle Antigorio, di fronte a Piedilago, esiste una massa granitica non segnata nelle carte geologiche precedenti, e mai nominata dagli Autori. Come ho detto in altra pubblicazione (23), essa affiora sul fianco orientale della valle, alla base del versante, vicino alla località Cristo, e si spinge in alto fin oltre quota 900 (fig. 5).



FIG. 6. - Intercalazioni di gneiss biotitico occhiadino a microclino al contatto fra ortogneiss di Piedilago e micascisti di Baceno, lungo il Rio del Groppo.

Dal basso verso l'alto si nota: ortogneiss di Piedilago (bianco nella fotografia); un'intercalazione di gneiss biotitico (grigio); un lembo fortemente stirato di ortogneiss; una seconda intercalazione di gneiss biotitico; infine, in tutta la metà superiore della fotografia, i micascisti di Baceno (più fratturati delle rocce precedenti).

La roccia è di solito debolmente scistosa; solo verso i contatti la tessitura diviene nettamente parallela, fino a laminata.

Tra i minerali presenti abbondano il quarzo ed i feldispati, dati dal microclino e dal plagioclasio albitico. Delle miche, piuttosto scarse, sono presenti la biotite nera, molto minuta e, non sempre, la muscovite. Nell'insieme è una roccia molto acida, che mostra notevoli analogie con l'ortogneiss di Verampio.

La sua posizione in fondovalle, sottoposta ai micascisti, permette anzi di considerare questa massa e quella di Verampio come appartenenti ad un corpo unico, a forma di dorsale allungata in senso SW-NE, appena intaccata sul fianco dall'erosione valliva nella zona di Piedilago, invece incisa più profondamente nella conca di Verampio. Anche i limiti di questo nuovo affioramento con i micascisti mostrano una superficie netta, con

fenomeni di laminazione, e quindi un contatto di natura tettonica. Solo che verso il margine nord-orientale, bene in vista nel letto del Rio del Groppo, sembra vi sia traccia delle rocce che formavano il tetto della primitiva massa intrusiva.

Si vede infatti un piccolo affioramento di una roccia grigia, minutamente occhiadina, costituita in gran parte da microclino e biotite con epidoto (*gneiss biotitico del Rio del Groppo*, cfr. 23, p. 229), interessante per i rapporti complicati di intercalazione reciproca con l'ortogneiss acido di Piedilago. Pur essendo chiaramente visibile un intenso stiramento e ripiegamento delle due rocce per effetto tettonico, tuttavia si riconoscono an-

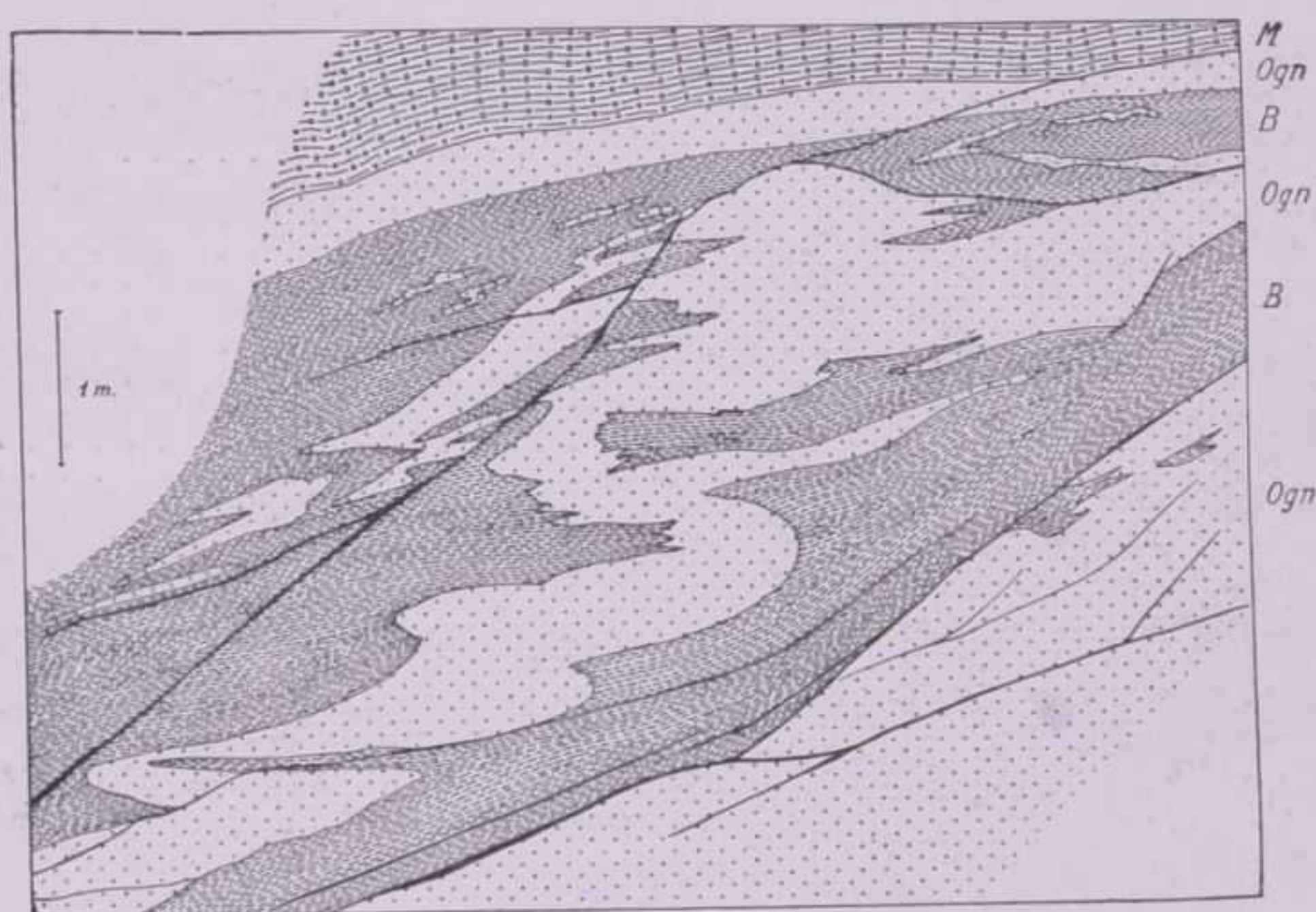


FIG. 7. - Intercalazioni reciproche di ortogneiss di Piedilago (Ogn), e di gneiss biotitico occhiadino a microclino (B), nel letto del Rio del Groppo, presso il contatto tettonico con i micascisti di Baceno (M) (G. B. CASTIGLIONI del.).

cora delle lingue grosse e sottili di gneiss granitico penetrare entro lo gneiss biotitico, con aspetto di vene intrusive (figg. 6 e 7); è perciò verosimile che lo gneiss biotitico rappresenti una roccia preesistente al granito, e che sia stata da questo iniettata.

Non c'è pericolo di confusione tra queste tracce di contatto intrusivo e quelle osservate o supposte dai sostenitori dell'età recente dei graniti, perchè la roccia « iniettata » è in questo caso nettamente diversa dai micascisti soprastanti (supposti mesozoici), sia nell'aspetto macroscopico, sia nella struttura microscopica.

A rigore non si può nemmeno escludere che si tratti di un fenomeno di origine puramente tettonica, dovuto all'addentellamento delle due rocce a contatto, per ragioni meccaniche ⁽¹⁾.

Lente gneissica del Rio d'Alba e Rio degli Orti.

Un'altra massa di ortogneiss acido, non indicata nelle carte geologiche precedenti, si trova sul versante orientale di Val Antigorio, sotto forma di una lente con potenza di circa 50 metri, intercalata nella formazione dei micascisti (23, p. 233). Essa appare isolata sia

⁽¹⁾ Fenomeni del genere sono stati osservati in più punti dallo STELLA (76, 77); particolarmente istruttive sono le figure pubblicate dal GÜNTHER (35), relative alla Val Maggia.

dalla massa di Verampio-Piedilago, sia dall'ortogneiss di Antigorio, ma viene descritta qui, assieme alle rocce della cupola di Verampio-Piedilago, per la sua affinità litologica con quelle, anche se ne è separata da un materasso di scisti potente almeno 300 metri.

La lente si vede affiorare lungo le incisioni del Rio d'Alba e del Rio degli Orti, a circa 1100-1200 m. d'altezza; verso Nord essa scompare sotto un deposito morenico, mentre verso Sud riappare in un piccolo affioramento sotto Aleccio, dove la si vede suddividersi in tante digitazioni (23, p. 234 e fig. 4, riprodotta qui in fig. 8).

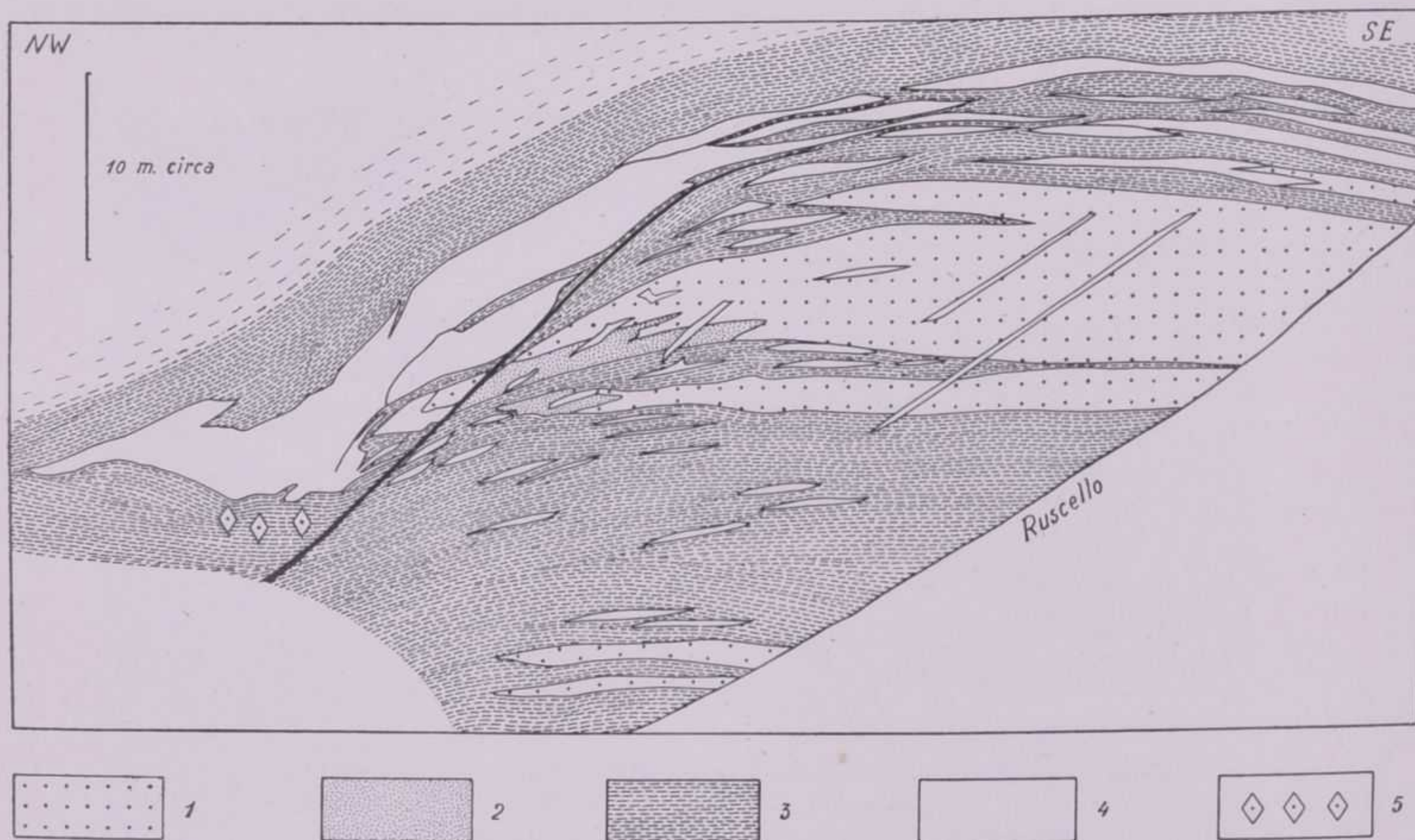


FIG. 8. - Lenti di ortogneiss aplitico e di quarzite entro i micascisti. Affioramento della cava di quarzo in località Altiaccio, sotto Aleccio, sul versante orientale di Valle Antigorio, a circa 1250 m d'altitudine (G. B. CASTIGLIONI del., agosto 1954).

1 - Ortogneiss aplitico, ricco di plagioclasio e quarzo. 2 - Varietà del precedente, costituita essenzialmente da plagioclasio albitico, spesso intersecata da vene e masserelle di quarzo; 3 - Micascisti e paragneiss (formazione dei micascisti di Baceno); 4 - Quarzite in lenti e vene; 5 - Masserelle e impregnazioni pegmatitiche entro paragneiss biotitici.

La roccia che la costituisce è essenzialmente uno gneiss chiaro a due miche, molto ricco di quarzo, microclino e albite; la tessitura è nettamente scistosa e spesso laminata; in qualche punto la grana cristallina si presenta assai minuta, quasi afanitica, dovuta, come ha rivelato l'esame microscopico, ad un'intensa milonitizzazione seguita da parziale risanamento. Numerose vene di quarzo attraversano la massa in concordanza, letto a letto, o anche in discordanza rispetto alla scistosità.

RICOPRIMENTO DI ANTIGORIO

E' stato per la prima volta riconosciuto dal GERLACH nel 1869 in forma di una grande piega anticlinale coricata, rivolta verso Nord. Il nucleo è costituito da una imponente massa di ortogneiss avviluppata sopra e sotto da scisti di età più recente (scisti della sinclinale di Baceno sotto, della sinclinale di Téggio sopra).

L'ortogneiss di Antigorio forma per gran parte i fianchi delle vallate presso la confluenza, al di sopra di una certa altezza, e si spinge fino quasi alle vette dei monti circostanti. E' notevolmente esteso anche nelle valli vicine e passa verso oriente nel *Tessiner-gneiss*. Notevole è la sua analogia con lo « gneiss Leventina » affiorante nella valle del Ticino (cfr. PREISWERK, 59, e CASASOPRA, 18, p. 696).

E' un ortogneiss molto tipico che, sebbene presenti qualche differenza di composizione mineralogica da punto a punto, possiede una sua individualità ben spiccata. Caratteristica è la netta scistosità e la grana piuttosto grossa; spesso si ha inoltre un notevole sviluppo di certi individui feldispatici, specialmente di feldispato potassico, che conferisce alla roccia un aspetto ghiandolare.

Si osservano dei tipi più chiari o più scuri, a seconda del contenuto in biotite (SCHMIDT e PREISWERK, 72, p. 8). La muscovite è sempre più scarsa, salvo casi particolari.

Molto abbondante è il quarzo, seguito dal plagioclasio di composizione oligoclasico-andesinica, e dall'ortoclasio, più o meno completamente ridotto a microclino. Dalle analisi compiute da vari Autori, si deduce un chimismo un po' vario, tra granitico e granodioritico. L'origine intrusiva di questa roccia fu affermata chiaramente per la prima volta dallo SCHARDT nel 1893 (68), mentre qualche dubbio aveva manifestato in precedenza il GERLACH (34, pp. 121-122), e il TRAVERSO ancora nel 1895 ne sosteneva l'origine sedimentaria (85, pp. 59-69).

L'età antica, pretriassica, dell'originaria roccia intrusiva è dimostrata dai rapporti con le rocce mesozoiche vicine: i contatti, pressochè ovunque concordanti, sono di natura non intrusiva ma tettonica, oppure sedimentaria: probanti sono i documenti portati dal PREISWERK, e cioè la presenza di ciottoli di ortogneiss entro i calcari cristallini del Trias al contatto, per esempio sul fianco normale della piega in Val di Agàro (72, p. 18; 57; cfr. DAL PIAZ Gb., 28, p. 134 e 26, p. 280).

Il corpo intrusivo prese posto verosimilmente nella catena ercinica, in relazione a quel ciclo orogenico, e venne con essa successivamente smantellato in parte nei periodi successivi fino a venir sommerso dal mare nel Trias (Gb. DAL PIAZ, 29).

Tracce di antichi fenomeni di differenziazione si hanno in certe lenti molto biotiche, che derivano da originari *Schlieren*, e in masse ricche di orneblenda di cui una cospicua si trova sul fianco orientale del Monte Forno presso le baite di Spotigene (23, p. 238); oltre a questi differenziati femici, sono noti i filoni aplitici, anch'essi metamorfici, che attraversano in concordanza e discordanza la massa di ortogneiss (23, p. 239).

ROCCE DELLA SINCLINALE MESOZOICA DI BACENO

Non essendo ancora possibile stabilire una esatta stratigrafia per le rocce della sinclinale di Baceno compresa fra la cupola di Verampio ed il ricoprimento di Antigorio, preferisco in questa descrizione rinunciare a seguire un ordine cronologico, raggruppando le varie rocce solo da un punto di vista petrografico.

La sinclinale è costituita per buona parte dalla formazione dei micascisti granatiferi di Baceno, che contiene nella zona superiore una potente bancata di calcari cristallini con altre rocce. Nell'insieme i micascisti risultano perciò divisi in una massa inferiore, della

potenza massima di circa 600 metri, e in un lembo superiore, che si vede ben sviluppato nella zona di Cròveo e si prolunga a Nord-Ovest sul fondo della Val Dévero fino ad allacciarsi con gli altri scisti alla fronte del ricoprimento di Antigorio, mentre verso Est e Sud diventa molto sottile, fino a scomparire nella valle del Rio Antolina.

SCHMIDT e PREISWERK considerano triassiche le rocce calcaree, ed allo stesso periodo attribuiscono, con riserva, anche i micascisti (72, p. 20 e 27). Lo STELLA invece, sulla carta geologica italiana (96), considera come « calcescisti » gran parte delle rocce calcaree, tenendo distinti solo sopra Premia e nella Valle Antolina i calcari cristallini del Trias.

Con riferimento alla mia precedente pubblicazione di carattere petrografico (23), passo qui brevemente in rassegna i vari tipi litologici presenti (cfr. fig. 9).

Micascisti e rocce associate.

Nei due lembi inferiore e superiore, i micascisti presentano di solito facies molto simile. Sono rocce scistose in modo caratteristico, fogliettate, con bello sviluppo delle lamine micacee, muscovitiche e biotitiche, e tipica lucentezza argentina. Pure caratteristici sono i granati rosso-bruni che possono raggiungere qualche centimetro di diametro. Ma il minerale più abbondante è il quarzo: esso forma il tessuto connettivo della roccia in minuti letti alternati alle miche, oppure costituisce lenti maggiori, anche di grosse dimensioni. Associato al quarzo è il plagioclasio, in quantità molto variabile da punto a punto, e spesso conferisce alla roccia un carattere gneissico, anzi può dar luogo a veri paragneiss⁽¹⁾; è bene quindi precisare che la formazione dei micascisti in realtà è costituita da micascisti e paragneiss granatiferi, non bene distinguibili sul terreno.

Così definita la formazione si estende su un'ampia superficie di affioramento, specialmente sul fianco orientale, dove raggiunge i 1300 metri d'altezza, ed inoltre sotto Cravegna e Baceno e nelle zone di Premia e Cròveo. In queste rocce sono scolpite le caratteristiche forme d'erosione glaciale e torrentizia che rendono movimentato il fondovalle alla confluenza Toce-Dévero.

Delle varietà petrografiche di cui ho trattato nella mia nota precedente, oltre a certi tipi molto biotitici diffusi sul versante orientale, due gruppi di rocce meritano d'essere qui ricordati.

In primo luogo si hanno le intercalazioni di *scisti orneblendici*, che furono oggetto di studio petrografico da parte del BIANCHI (10): si tratta di masse lentiformi di piccola estensione ad andamento concordante, che si trovano di frequente in mezzo ai micascisti, costituite da anfiboliti gneissiche e scisti anfibolici con o senza granato, contenenti talora anche biotite. Sono stati interpretati come ortoscisti, provenienti dal metamorfismo di rocce gabbriche di tipo ofiolitico. Le differenze mineralogiche e petrografiche che distinguono queste rocce dalle « ofioliti » delle Alpi occidentali, e in parte anche da rocce analoghe nelle altre sinclinali mesozoiche della zona del Sempione, si attribuiscono facilmente alle diverse condizioni di profondità in cui si svolsero i processi metamorfici.

Non vanno confusi questi scisti orneblendici, macroscopicamente neri, con altri di colore verdastro, che si trovano associati a rocce diverse e che meritano una descrizione

⁽¹⁾ Ciò concorda con le osservazioni del TRAVERSO che chiamava la formazione col nome di *gneiss fogliettati* (86, p. 51).

particolare (23, p. 244). Queste si trovano a formare la parte sommitale dei due dossi che sbarrano la valle del Torrente Dévero a metà strada tra Baceno e Cròveo, rinserrando tra loro la gola di Cúggine. Sono rappresentati da micascisti e paragneiss, contenenti porfiroblasti vistosi di granato, orneblenda, cianite, biotite, facenti passaggio lateralmente ai micascisti normali e a paragneiss a calcite (v. avanti). Alla base di questa serie di rocce, potente al massimo una sessantina di metri, si trova uno strato di quarzite micacea compatta con 5-10 decimetri di spessore, che le separa dalle sottostanti rocce calcaree; un sottile banco di calcari in facies conglomeratica si trova pure intercalato fra questi scisti. Questi meritano di essere considerati a sè per la loro somiglianza con tipi analoghi noti nel Massiccio del Gottardo come *Quartenschiefer*, e riferiti al Trias superiore: sono i derivati di sedimenti vari, spesso marnosi o argillosi, sottoposti ad un metamorfismo molto intenso (cfr. NIGGLI, 52 e 53).

Oltre alla località citata tra Baceno e Cròveo, simili rocce a cianite si trovano in piccoli affioramenti anche altrove.

A parte queste varietà marginali, va riconosciuto che la formazione dei micascisti granatiferi costituisce un complesso di originari sedimenti abbastanza uniforme per una potenza considerevole (la suddivisione nei due lembi superiore ed inferiore si attribuisce agevolmente a cause tettoniche). Di qui l'importanza del problema della loro datazione, che finora non è stato risolto.

Micascisti del tutto analoghi si trovano anche nella vicina finestra tettonica di Varzo, dove viene in luce un altro tratto della stessa sinclinale di Baceno, sottostante al ricoprimento di Antigorio; là i micascisti sono associati a calcescisti e calcari del Trias con gessi, e contengono, come in Val Antigorio, intercalazioni di scisti anfibolici, come risulta dalla carta geologica (94) e specialmente da uno studio dello STELLA (78).

Nel caso dei micascisti di Baceno, presi nel loro insieme, è probabile che i sedimenti originari fossero di natura arenaceo-argillosa, data la grande abbondanza del quarzo.

Paragneiss granatiferi a calcite.

Sono rocce scure, grige o brunicce, a grana cristallina minuta, scistose, contenenti spesso granati nerastri. Trattate con HCl diluito danno quasi sempre effervescenza. I principali minerali che costituiscono la massa di fondo sono plagioclasio labradoritico, quarzo, biotite, muscovite, clorite, calcite, e tra gli accessori è specialmente abbondante la tormalina. Inoltre, in una di queste rocce affiorante presso Piedilago (¹), sono risultate presenti anche abbondante orneblenda verde e clinozoisite.

Queste rocce sembra siano state considerate assieme ai micascisti nella Carta Geologica del Gruppo del Sempione, e infatti nelle note illustrative (72, p. 20) si dice esplicitamente che alle *granathaltige Glimmerphyllite* vengono associate *braune Glimmer- und Granathornfelse*, e si aggiunge che esse presentano grande somiglianza con le analoghe rocce giuresi, cioè con tipi di *Bündnerschiefer*.

Esse formano quasi un termine di passaggio tra i micascisti, che sono privi di calcite, e le rocce calcaree, e mostrano talvolta somiglianza con certi tipi descritti sopra nel gruppo delle rocce avvicinabili ai *Quartenschiefer*, alle quali in qualche punto sembrano pas-

(¹) Corrispondente forse a quella descritta dal TRAVERSO (86 p. 54).

sare lateralmente. Sono sviluppate specialmente bene lungo il fianco destro di Val Antigorio da Piedilago in giù, dove costituiscono, assieme ai calcari, una considerevole bancata che si solleva mano a mano sopra Premia, Piazza, Pioda, per poi girare sopra Baceno; si trovano anche altrove, sempre associate ai calcari, coi quali formano ripetute intercalazioni reciproche, derivanti chiaramente da regolari alternanze stratigrafiche (non tutte si son potute indicare nella carta geologica); se ne rinvencono anche fra i calcescisti della finestra di Varzo. Sono rocce compatte, ma con la stratificazione originaria ancora ben visibile, talvolta con belle pieghe.

Rocce calcareo-dolomitiche.

La formazione calcareo-dolomitica della sinclinale di Baceno si può seguire con continuità tutto attorno alla finestra tettonica. Verso Sud, nella zona di Crodo, si hanno però solo pochi affioramenti isolati in mezzo ai vasti rivestimenti morenici e detritici.

In generale, questa formazione appare intercalata entro i micascisti nella parte superiore della sinclinale, a poca distanza dall'ortogneiss di Antigorio soprastante; solo nella valle del Rio Antolina essi sono a contatto con l'ortogneiss, venendo a mancare il lembo superiore di micascisti.

Le rocce calcareo-dolomitiche si presentano nel loro massimo sviluppo in Val Dévero attorno a Baceno, ove raggiungono la potenza di circa 150 metri, e sono anche meglio differenziate nei diversi tipi; tra Piedilago e Baceno ad esse si associano i paragneiss granatiferi a calcite, di cui si è detto nelle pagine precedenti. Sul fianco sinistro di Valle Antigorio invece si ha un'unica, sottile intercalazione calcareo-dolomitica con potenza al massimo di qualche decina di metri; solo di fronte a Crodo si ritrova la tipica alternanza marmi-paragneiss.

Tra i tipi litologici presenti abbondano i calcari dolomitici, passanti talora a dolomie, tipicamente saccaroidi. Qualche volta queste rocce tendono a sbriciolarsi in una specie di farina giallastra incoerente, come si osserva per esempio lungo il Rio Antolina. In generale calcari e calcari dolomitici formano raramente banchi massicci, di colore bianco, come è dato a vedere in altre sinclinali, ma presentano di solito una netta stratificazione, con frequenti variazioni di colore da bianco a grigio, a nero, a giallo, a rosso, ad andamento lenticolare. Oltre la calcite e la dolomite, abbondano spesso altri minerali specialmente quarzo e silicati, che danno luogo a calcefiri. Tipici a questo riguardo sono i calcefiri a tremolite e flogopite di una vecchia cava presso Piedilago, ma rocce simili micaceo-anfiboliche, spesso con solfuri, si trovano quasi sempre associate ai marmi calcareo-dolomitici in sottili intercalazioni.

Il quarzo è spesso molto abbondante: oltre a formare lenti, arnioni, ciottoli inglobati nei marmi, si trova anche in forma microgranulare sparsa a costituire calcari cristallini arenacei, o quasi delle quarziti, tipici specialmente dei livelli più bassi della formazione, sviluppati attorno a Baceno e sopra Premia; sulle superficie esposte agli agenti atmosferici si possono bene osservare le sporgenze e rientranze dovute alla diversa attaccabilità delle parti rocciose più o meno ricche di quarzo e studiarne la distribuzione, che ha di solito andamento lentiforme o stratiforme. A volte si trovano bancate potenti qualche decina di metri, formate da regolari alternanze di straterelli marmorei calcareo-dolomitici e straterelli ricchi di quarzo, plagioclasio, mica biotitica, flogopitica, muscovitica, simili

cioè a dei calcescisti (dando a questo termine un significato puramente petrografico); tali alternanze sono frequenti specialmente nei livelli più bassi ad Ovest di Baceno.

Altri tipi degni di rilievo sono i calcari conglomeratici, che risultano formati da elementi calcarei cristallini vari, impastati da un cemento di egual natura con silicati, e da elementi quarzosi o, più rari, gneissici. Gli originari ciottoli calcarei sono stati ridotti in forma lenticolare molto appiattita, come appare ben evidente sulle superficie esterne attaccate dagli agenti meteorici; maggior rigidità di fronte all'azione deformante delle pressioni orogeniche dimostrano gli elementi di quarzo e di paragneiss; sulla provenienza di questi ultimi non posso dire nulla di sicuro. Mancano ciottoli di ortogneiss. Talora si osserva una netta discordanza angolare tra i piani di allungamento degli elementi lenticolari e i piani di stratificazione originaria.

Queste facies conglomeratiche sono diffuse specialmente nella parte media e superiore della formazione calcarea, dov'essa è attraversata dal Torrente Dévero: località Cúggine, e Cappella Grande lungo la strada Baceno-Croveo.

Non ho mai trovato affioramenti di gesso, anidrite e dolomia cariata. Un tipo di roccia calcarea di aspetto cavernoso e brecciato si osserva presso il Torrente Alfenza, ma è da ritenersi una breccia tettonica legata a una zona locale di intenso disturbo: lì presso si vedono i calcari cristallini tutti fratturati e l'ortogneiss di Antigorio pure assai disturbato. Nella stessa zona si trovano piccoli affioramenti di materiale calcareo-dolomitico giallastro di aspetto farinoso, poco coerente, con quantità notevole di quarzo, scagliette micacee e aciculi tremolitici.

Conclusioni sulle rocce della sinclinale di Baceno.

Passate così in rassegna le rocce che affiorano nella sinclinale di Baceno, ritorniamo per un momento alla questione, accennata in principio, della loro età.

L'unico livello databile è costituito dalle rocce calcareo-dolomitiche, che, conformemente alle altre sinclinali comprese fra i ricoprimenti penninici inferiori, vanno riferite al Trias. Mancano invece rocce perfettamente corrispondenti ai « calcescisti », che nelle altre sinclinali assumono grande sviluppo, e vengono attribuiti al Giurese; al loro posto troviamo i micascisti, e i paragneiss granatiferi a calcite, che tuttavia si possono dire abbastanza prossimi ai calcescisti.

Il problema maggiore è quello di trovare in zone vicine una formazione corrispondente ai micascisti: nella finestra tettonica di Varzo affiorano i micascisti associati a tipici calcescisti e a rocce sicuramente triassiche, ed è di grande importanza un confronto con le condizioni stratigrafico-tettoniche di quella zona, appartenente anch'essa alla sinclinale di Baceno, come accennerò fra poco. Passando ad altre sinclinali, sono da ricordare gli *scisti quarziferi bruni con biotite*, assai estesi in Val Formazza e considerati da SCHMIDT e PREISWERK come un tipo particolare di *Bündnerschiefer* (72, p. 26-27); le differenze petrografiche, che pure esistono, si possono almeno in parte spiegare con il maggior grado di cristallinità caratteristico degli scisti di Baceno, dovuto alle condizioni di maggior profondità in cui si svolse il metamorfismo. Ma anche per quella formazione la posizione stratigrafica è tutt'altro che chiara, come rilevano gli stessi SCHMIDT e PREISWERK, che ammettono, almeno in parte, la possibilità di una equivalenza con rocce triassiche.

Senza voler cercare altri accostamenti con zone più lontane, esaminiamo più dettagliatamente le condizioni della sinclinale di Baceno, sulla base dei profili della fig. 9.

Si nota anzitutto una certa variabilità nella successione di rocce dei diversi profili, ciò che si spiega con gli intensi fenomeni tettonici a cui sono state sottoposte queste formazioni, per cui è naturale che si siano avuti, oltre al ripiegamento delle rocce a formare la sinclinale coricata, anche fenomeni secondari come soppressioni o ripetizioni di qualche membro della serie stratigrafica. La presenza entro i micascisti della lama di ortogneiss di Rio d'Alba e di Rio degli Orti, è la conferma più evidente della esistenza di complicazioni tettoniche che alterano lo schema generale della piega coricata.

Altra discordanza notevole è data dal fatto che il banco calcareo-dolomitico viene a immediato contatto con l'ortogneiss di Antigorio nella valle del Rio Antolina ⁽¹⁾, mentre di solito le due rocce sono separate da micascisti (contrariamente a quanto si osserva nelle altre sinclinali). Calcari a contatto con detto ortogneiss si trovano anche presso Goglio (fuori dell'area del mio rilevamento), immediatamente sotto la fronte del ricoprimento di Antigorio ⁽²⁾. Tuttavia, dato che si tratta di condizioni riscontrabili soltanto in due punti della finestra di Baceno, l'uno prossimo alle radici, l'altro in posizione frontale, almeno in via di ipotesi possiamo considerarle come fatti locali di natura secondaria, e prendere invece come caratteristici i profili osservabili nelle altre zone della sinclinale. Allora i micascisti che si trovano a contatto con gli ortogneiss pretriassici sui due fianchi — normale e rovesciato — della piega, dovrebbero essere più antichi delle rocce calcaree triassiche che stanno al centro.

A questa interpretazione della tettonica interna della sinclinale di Baceno era giunto anche lo STELLA, che per la finestra di Varzo ha tracciato un profilo con la seguente successione: micascisti sui fianchi, seguiti da una zona calcareo-scistosa pure ripetuta sui due fianchi, e da calcescisti al nucleo (33, 76).

Come si è detto, nella finestra di Baceno mancano i tipici calcescisti. Si trovano invece i paragneiss granatiferi a calcite e gli scisti a minerali in cui è stata notata una certa somiglianza coi *Quartenschiefer* del Trias superiore (vedi pag. 19). Viene naturale pensare che queste rocce rappresentino i termini più recenti e che formino quindi il nucleo della sinclinale.

Volendo continuare nel parallelismo con la zona di Varzo, da mie osservazioni sul luogo risulta che anche là esistono gli stessi paragneiss granatiferi a calcite, e che essi si trovano in posizione intermedia tra i calcari dolomitici e i calcescisti. Nella zona di Baceno questi ultimi, che avrebbero dovuto trovarsi al nucleo della piega, sono invece assenti, probabilmente per soppressione tettonica.

Il quadro che così si ottiene della sinclinale di Baceno è quello di una sinclinale coricata, col fianco rovesciato fortemente stirato e localmente soppresso, e priva pure dei terreni più recenti al nucleo.

Ricostruita così, sia pure con qualche punto dubitativo, la disposizione tettonica e quindi la successione stratigrafica delle rocce della finestra di Baceno, si pone il problema della loro datazione. Per i micascisti risulterebbe un'età anteriore a quella dei calcari e do-

⁽¹⁾ Le condizioni di affioramento in quel punto sono però assai cattive per l'abbondante copertura di materiale detritico e la fittezza della vegetazione.

⁽²⁾ *Geologische Karte der Simplongruppe* (94).

lomie riferibili al *Muschelkalk*, cioè un'età eotriassica, o anche più antica, permiana o carbonifera ⁽¹⁾.

Dal BOSSARD (13, p. 518) è stata formulata l'ipotesi che i micascisti siano equivalenti alle analoghe rocce della « serie di Trémola », che rappresentano un resto dell'involucro

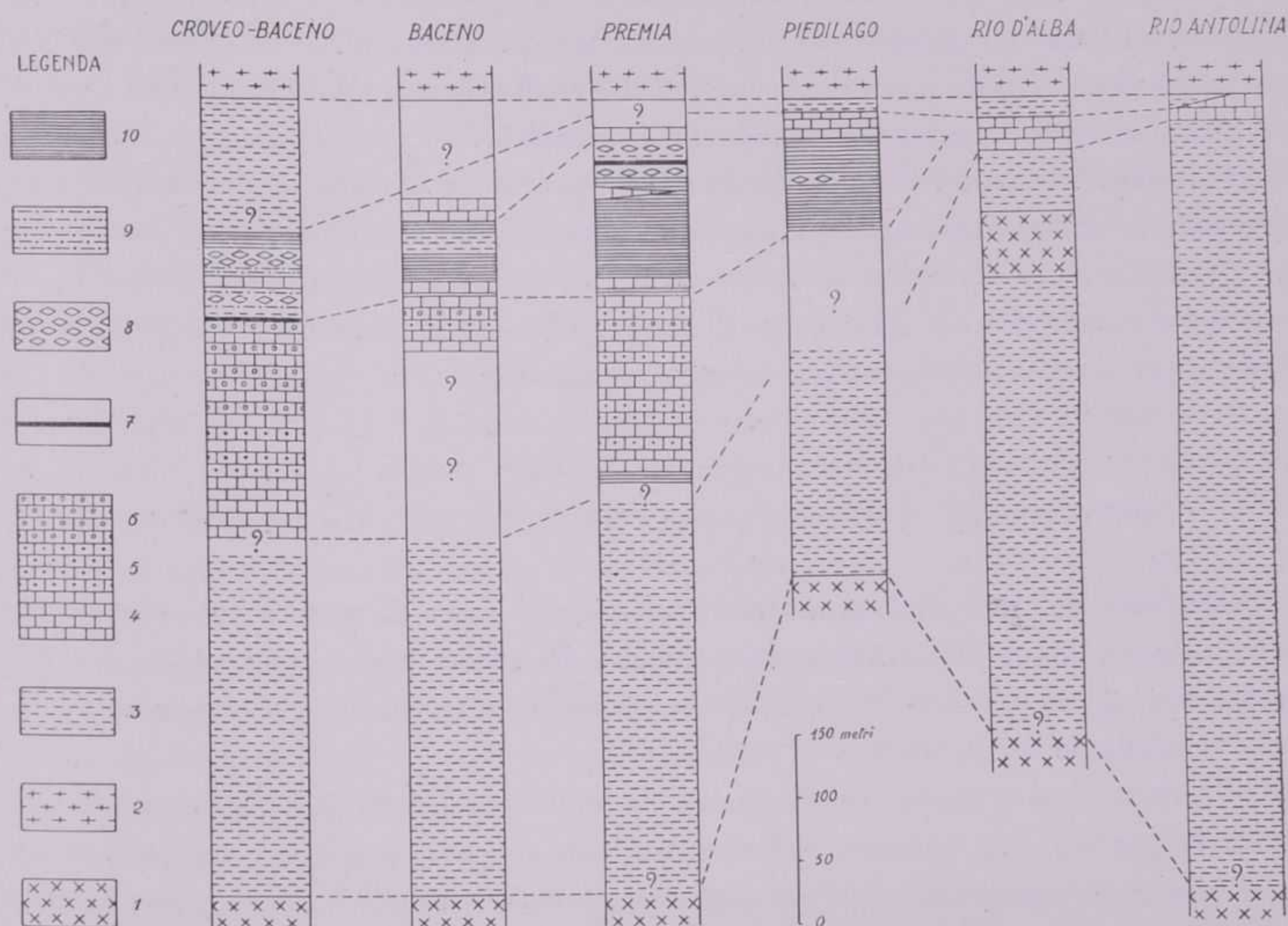


FIG. 9. - Profili schematici delle rocce della «sinclinale di Baceno», in punti diversi della finestra tettonica (G. B. CASTIGLIONI del.).

1 - Ortogneiss di Verampio, di Piedilago, di Rio d'Alba; 2 - Ortogneiss di Antigorio; 3 - Micascisti granatiferi di Baceno; 4-5-6 - Calcari, calcari dolomitici e dolomie cristallini del Trias; 4 - Marmi, spesso con intercalazioni di letti quarzoso-micacei o di calcefiri a flogopite ed anfibolo della serie tremolite-attinoto; 5 - Calcari cristallini quarzosi; 6 - Calcari cristallini in facies della serie tremolite-attinoto; 7 - Quarzite micacea; 8-9 - «Quartenschiefer», ?; 8 - Scisti granatiferi ad orneblenda verde, scisti granatiferi a cianite e tormalina; 9 - Paragneiss e micascisti granatiferi molto muscovitici, con grossi addensamenti isolati di biotite; fanno passaggio ai precedenti; 10 - Paragneiss granatiferi a calcite, grigi o bruni.

sedimentario del massiccio del Gottardo, di cui la cupola di Verampio costituirebbe la continuazione meridionale. Ma esistono notevoli differenze petrografiche fra gli scisti di Baceno e quelle rocce, di cui nemmeno si conosce con sicurezza l'età, pur essendo esse sicuramente pretriassiche (cfr. NICGLI, 52, p. 178 e 53, p. 96 e 137). La questione non può essere risolta qui.

Il contatto con l'ortogneiss di Verampio è un contatto tettonico (vedi pag. 13 e fig. 4). Tale è anche il contatto con la massa di Piedilago, poichè, come si è visto, i resti di vene

(1) Una difficoltà sta nella notevole potenza della formazione, che peraltro potrebbe essere solo apparente, dovuta a fenomeni tettonici; il NABHOLZ ricorda la somiglianza tra la serie stratigrafica nell'ambito dei ricoprimenti penninici inferiori e quella della zona elvetica; in questa i sedimenti carbonifero-permiani e quelli del Trias inferiore sono caratterizzati da potenza molto scarsa (50, p. 160).

intrusive osservate al Rio del Groppo interessano una roccia diversa dai micascisti, evidentemente più antica (pag. 15). Pure tettonici appaiono i contatti dei micascisti con la lente gneissica del Rio d'Alba ⁽¹⁾.

Nei confronti dell'ortogneiss di Antigorio, per quanto appaiano notevoli indizi di scorrimento e laminazione tettonica al contatto coi micascisti, tuttavia la composizione gneissica di queste rocce nei livelli più prossimi al contatto, fa pensare ad antichi sedimenti con carattere di arcose, poggianti direttamente sugli originari massicci granitici. Non ho mai trovato ciottoli di ortogneiss inglobati nei micascisti.

Venendo alle altre rocce non datate della sinclinale di Baceno, e cioè ai paragneiss granatiferi a calcite e agli scisti a minerali, a cui essi talvolta sembrano passare lateralmente, risulterebbe per essi un'età compresa tra il Trias medio dei calcari e dolomie, e il Giurese dei « calcescisti ». La somiglianza di certi tipi litologici con i « *Quartenschiefer* » del Trias superiore, potrebbe quindi essere assai significativa.

ROCCE DELLA SINCLINALE DEL TEGGIOLO SUL MONTE FORNO

Nell'area del mio rilevamento entra un piccolo lembo di rocce mesozoiche situate sulla vetta del Monte Forno, sul fianco normale della grande anticlinale coricata di Antigorio; esse appartengono cioè alla sinclinale mesozoica compresa fra i ricoprimenti I e II, detta « sinclinale del Teggio » (*Teggiolomulde*).

Il primo termine che si incontra è dato da un banco di calcari più o meno dolomitici, saccaroidi, spesso poco coerenti, giallastri, con tracce di stratificazione e con lenti ed intercalazioni quarzose e micacee. Esso si può ritenere rappresenti il *Trias*, ed ha potenza assai variabile, da mezzo metro a circa 5 metri, nei diversi punti. Si notano anche piccoli disturbi tettonici locali con brevi intercalazioni reciproche dei calcari e dell'ortogneiss sottostante, piccole fagliette, cambiamento frequente di giacitura da punto a punto, per quanto nel complesso le rocce mostrino un'inclinazione verso Ovest.

Seguono verso l'alto i *calcescisti*, attribuiti al Giurese; essi sono dati da un complesso di rocce molto varie, scistose, spesso fortemente alterate e di color ruggine all'esterno. Sono costituite in prevalenza da calcite, con quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite; abbondano lenti, noduli e strati di quarzo e si trovano spesso altri minerali tra cui granato e orneblenda. Tipi chiari nettamente gneissici formano la sommità della vetta; si vedono anche strati calcarei abbastanza puri, micascisti e scisti biotitici granatiferi (cfr. 23, p. 260).

E' questa formazione dei *calcescisti* che si può riconoscere anche a distanza, ad occhio nudo, a formare le parti sommitali non solo del Monte Forno, ma di un po' tutte le cime che attorniano Baceno (Corno Cistella, cime della cresta ad Est della Valle Antigorio). Il colore bruniccio, dovuto all'alterazione e specialmente all'ossidazione dei minerali di ferro, fa distinguere nettamente queste rocce dalla sottostante massa di ortogneiss di Antigorio, di tinta grigia, più chiara.

⁽¹⁾ Non ho potuto chiarire il significato di certe infiltrazioni pegmatitiche nei micascisti, osservate da me in località Altiaccio, dove termina verso Sud la lente del Rio d'Alba suddividendosi in numerose digitazioni di natura tettonica (cfr. fig. 8 e 23, p. 251).

TETTONICA E METAMORFISMO

La zona considerata cade esattamente in corrispondenza alla culminazione assiale della Toce, condizione di *optimum* per lo studio della struttura tettonica a ricoprimenti della catena alpina. Nella zona del Sempione ormai da molti anni è stato mostrato come la ripetuta alternanza di gneiss e di calcescisti in apparente sovrapposizione regolare concordante, con andamento complessivo a forma di cupola o meglio di ellissoide, in realtà sia semplicemente il risultato di un intensissimo piegamento, per cui ognuna delle coltri di gneiss altro non è che il nucleo di una grande piega anticlinale coricata, avente la fronte verso Nord-Ovest e la radice a Sud-Est; tra anticlinale e anticlinale i calcescisti costituiscono il nucleo delle sinclinali interposte mentre a contatto con gli gneiss si trova una fascia più o meno continua di rocce triassiche, prevalentemente calcaree. Gli gneiss rappresentano le rocce più antiche, e derivano dai graniti, granodioriti, ecc., che presero posto entro la catena ercinica sul finire di quel ciclo orogenico; successivamente quell'antica catena montuosa, divenuta preda degli agenti dell'erosione, fu demolita completamente, cosicchè vennero a giorno le grandi masse intrusive che essa racchiudeva nelle sue profondità ⁽¹⁾. Nel Trias medio tale demolizione era terminata e sul fondo di un mare epicontinentale si cominciarono a depositare calcari e dolomie, su cui poi nel Giurese si sovrapposero le potenti formazioni calcareo-arenaceo-marnoso-argillose che hanno dato luogo successivamente ai calcescisti.

Si entrò così nella fase di geosinclinale, in cui si ebbero i movimenti precursori del ciclo orogenico alpino; in mezzo ai sedimenti si iniettavano dal basso, favorite dai movimenti tettonici, masse magmatiche di composizione femica e ultrafemica che davano luogo a corpi intrusivi per lo più concordanti e talora anche a manifestazioni effusive (*eruzioni ofiolitiche*).

Tutte queste rocce furono inglobate, nel corso del corrugamento alpino, nelle grandi pieghe e nei ricoprimenti che costituiscono l'edificio della catena; gli elementi tettonici più profondi, detti ricoprimenti penninici inferiori, vengono a giorno per l'appunto nella regione ossolana; si tratta della cupola di Verampio, del ricoprimento I o di Antigorio, a forma di grande anticlinale coricata (di cui è visibile anche la fronte, nella zona di Goglio in Val Dévero), del ricoprimento II o di Lebedun, e del ricoprimento III, detto di Monte Leone. Seguono al di sopra tutti gli altri ricoprimenti, di cui solo quello del Gran San Bernardo, detto oggi « Mischabel », interessa i monti del Sempione ⁽²⁾.

Le varie zone di gneiss che costituiscono il nucleo dei ricoprimenti stessi, si possono seguire, separate da sedimenti mesozoici, per monti e per valli nell'alta Ossola; esse mostrano in generale un rapido incurvamento verso il basso in direzione Sud-Est fino a raggiungere giacitura quasi verticale (zona delle radici), mentre verso Nord-Ovest le masse

⁽¹⁾ Forse un piccolo residuo delle antiche rocce incassanti i batoliti ercinici è rappresentato da quegli gneiss biotitici occhiadini a microclino che, al Rio del Groppo, appaiono tutti iniettati dallo gneiss granitico di Piedilago (cfr. p. 15).

⁽²⁾ Cfr. in proposito le opere di argomento tettonico, citate nella bibliografia, di ARGAND, CADISCH, Gb. DAL PIAZ, HEIM, LUGEON, SCHMIDT e PREISWERK, STAUB. Le più recenti ricerche del BEARTH ⁽⁹⁾ hanno indotto questo Autore a tenere distinto dal ricoprimento « Mischabel » il ricoprimento « Berisal », che solo interessa i monti ad Est del Passo del Sempione.

autoctone dei massicci dell'Aar e del Gottardo, contrapponendosi a guisa di ostacoli al movimento delle pieghe, hanno provocato, in queste, intense deformazioni e arricciamenti che ne complicano l'andamento.

Se seguiamo invece in direzione longitudinale le pieghe sopra nominate, le vediamo affondarsi da una parte e dall'altra, verso Sud-Ovest e verso Nord-Est, e le più profonde nascondersi sotto le più elevate, per effetto dell'inclinazione assiale. Inoltre verso oriente la coltre di Lebendun scompare, assieme alle sinclinali mesozoiche che la fiancheggiano, mentre i ricoprimenti di Monte Leone e di Antigorio si fondono insieme e sprofondano verso il basso nella depressione della Maggia (cfr. GÜNTHER, 37), interpretata dai più come una piega trasversale (dal KÜNDIG considerata invece come zona di radici, diretta da Nord a Sud).

L'esistenza di tale piega trasversale rende difficili i confronti e i tentativi di parallelizzare i ricoprimenti affioranti nella culminazione della Toce, con quelli della gemella culminazione del Ticino.

Va posto l'accento sulle condizioni di profondità proprie di questa zona. Per i ricoprimenti penninici superiori e per quelli austroalpini, è stata riconosciuta la frequenza di sovrascorrimenti di masse e di scaglie rocciose relativamente rigide, lungo determinati piani (tettonica a falde o zolle di scivolamento, o *Gleitbrettertektonik*) (31).

I ricoprimenti penninici inferiori si sono formati invece in un ambiente diverso. Una notevole plasticità in grande e un conseguente intenso rimaneggiamento cristallino sono necessari per dar luogo a una piega coricata del tipo di quella di Antigorio, con al nucleo una massa così imponente di ortogneiss. Secondo il NABHOLZ (49) tale plasticità sarebbe propria appunto degli ortogneiss al nucleo, mentre un comportamento diverso parrebbero avere le rocce che li inviluppano.

Nello studio delle rocce della sinclinale di Baceno abbiamo notato come si possa ben vedere in essa una regolare sinclinale coricata, col fianco inverso abbastanza ben conservato. Tuttavia, come abbiamo detto, non mancano esempi indubbi di scagliamenti tettonici, soppressioni, laminazioni (cfr. p. 22), cui accenna esplicitamente anche il NABHOLZ (49, p. 16). In effetti, fenomeni di scivolamento e soppressioni tettoniche sembrano frequenti anche nell'ambito di altri ricoprimenti profondi, ove mancano spesso termini stratigrafici (come per esempio i terreni del Trias lungo le falde Lebendun e Monte Leone).

Occorre rilevare la complessità dei problemi sorti a proposito dei processi subiti dalle rocce nel corso degli intensissimi sconvolgimenti tettonici, quali sono stati delineati nelle pagine precedenti. Già nel 1934 il REINHARD (62), riprendendo in parte e opportunamente modernizzando le idee del ROTHPLETZ e del KLEMM (cfr. p. 9), ha considerato gli ortogneiss del Ticino, e in particolare l'ortogneiss di Antigorio, come delle migmatiti, ed ha affermato che essi derivano da rocce preesistenti passate quasi per intero allo stato fuso nel corso dell'orogenesi alpina, e che sono stati sospinti, sempre allo stato fuso, dalle pressioni orogeniche nelle cerniere dei ricoprimenti penninici inferiori. Tali idee sono state criticate da Gb. DAL PIAZ con solidi argomenti, che in gran parte coincidono con quelli che valgono contro l'interpretazione del KLEMM (26).

Nuovi studi sono stati compiuti nel Canton Ticino da vari Autori, tra cui il CASASOPRA (18, 19, 21), il NIGGLI (53, 54), il GÜNTHER (35, 36), il NABHOLZ (49, 50, 51), il WENK (87, 88, 89, 90, 91), facendo più o meno esplicito riferimento anche alla zona

ossolana, senza che un accordo si sia potuto finora trovare tra le diverse interpretazioni dei fenomeni, realmente molto complessi. In particolare il WENK, basandosi sugli ottimi lavori petrografici esistenti e sul rilevamento sistematico non soltanto della giacitura dei piani di scistosità, ma anche della « lineazione » degli scisti cristallini, ha potuto da un lato costruire una nuova carta tettonica delle Alpi Ticinesi, dall'altro trarre nuovi argomenti per sostenere l'importanza notevole dei fenomeni di migrazione di sostanza, mobilitazione cristallina, e anche vera e propria intrusione di masse fluide o pastose al nucleo di certi ricoprimenti del Ticino, in concomitanza con i moti orogenici alpini.

La viva attualità di tali dibattiti che, pur essendo spesso impostati in maniera teorica, investono alcuni dei punti fondamentali per la comprensione della orogenesi e della petrogenesi alpine, deve essere di stimolo ad approfondire ed estendere le ricerche geologico-petrografiche anche nelle valli ossolane.

Senza addentrarci in tali questioni, è opportuno qui accennare brevemente al metamorfismo che presentano le rocce considerate; esse, nel senso stabilito dal WENK (87, p. 767), sono tutte da definirsi di età alpina, qualunque fosse l'età dei materiali da cui trassero origine, in quanto esse hanno assunto la natura di scisti cristallini appunto nel corso del diastrofismo alpino.

Già dai primi studiosi, per esempio dal GERLACH, era stato notato l'alto grado di cristallinità delle rocce in questa zona profondissima della catena, cristallinità che da taluno veniva messa in rapporto con azioni di contatto. STELLA e SCHMIDT (77, 70), misero in evidenza le grandi diversità nel grado di metamorfismo tra i calcescisti (e le pietre verdi) della zona ossolana, con caratteri di profondità, e le corrispondenti rocce di altre plaghe delle Alpi Occidentali, con caratteri di zona più elevata; ma fu ARGAND che pose in diretta relazione tali differenze petrografiche con la diversa posizione tettonica delle varie formazioni rocciose nell'ambito della catena alpina (3). Dal NIGGLI (54), il problema del metamorfismo alpino è stato recentemente trattato in modo completo.

I caratteri metamorfici delle rocce, dati soprattutto dalla struttura generalmente cristalloblastica e dalla grana cristallina di solito molto sviluppata, indicano condizioni di profondità; le associazioni mineralogiche hanno in prevalenza carattere di mesozona, mentre i fenomeni di smistamento dei plagioclasti, di cloritizzazione della biotite e dell'orneblenda, di sericitizzazione dei feldspati, o sono di importanza molto limitata, o sono dovuti ad azioni secondarie di carattere idrotermale.

I fenomeni clastici riconosciuti nell'analisi petrografica, possono poi essere posti in relazione con disturbi tettonici tardivi, verificatisi quando il carico delle rocce sovrastanti doveva essere già notevolmente diminuito in seguito all'erosione.

In generale il metamorfismo di tutte le rocce esaminate va interpretato come metamorfismo di dislocazione, senza bisogno di invocare azioni di contatto, come avrebbero voluto i sostenitori dell'età recente dei graniti; il carattere polimetamorfico di alcune rocce mesozoiche (23, p. 254 e 260) è probabilmente in rapporto con le variabili condizioni ambientali che si ebbero nel corso delle varie fasi del corrugamento alpino.

Nella zona rilevata soltanto due elementi tettonici entrano in causa, e cioè l'elemento 0 e l'elemento I; più precisamente, sono le profonde incisioni delle valli di Antigorio e Dévero che, segnando per tutto il suo spessore la grande piega coricata di Antigorio, fanno venire a giorno un'ampia zona della sinclinale sottostante con le sue rocce meso-

zoiche (finestra tettonica di Baceno), e mettono a nudo anche il dorso della cupola di Verampio. Se quest'ultima stia a rappresentare un massiccio autoctono, o se costituisca a sua volta il fianco normale, o meglio il carapace, di una piega coricata proveniente da Sud, nessuno può dire con certezza, e le opinioni dei vari studiosi sono divise su questo punto (cfr. NABHOLZ, 50, GÜNTHER, 36, CASASOPRA, 20).

La massa di granito gneissico che ho trovato di fronte a Piedilago, presenta, come si è detto (vedi pag. 14) notevoli analogie con la roccia di Verampio, e la sua posizione, sottostante ai micascisti, fa pensare immediatamente ad un prolungamento settentrionale della « cupola ». Le due masse affioranti sono separate nella zona di Premia da un tratto di micascisti, che con la loro abbastanza regolare immersione verso i quadranti settentrionali, non farebbero supporre il riemergere, subito più a Nord, dell'elemento tettonico profondo. Una zona di intensa fratturazione dei micascisti, e l'abbondante copertura di materiale di frana che ne deriva, impediscono di ricostruire bene le condizioni di giacitura al margine meridionale della massa di Piedilago. Si può comunque escludere che si tratti di una lente gneissica, compresa sopra e sotto tra micascisti, come è quella che affiora poco più in alto (v. p. 15), per l'aspetto abbastanza massiccio della roccia, nell'insieme solo debolmente scistosa, e con effetti di laminazione strettamente limitati ai margini; come è noto, il carattere stesso di roccia metamorfica è talora poco pronunciato. Questi motivi comuni alle due masse granitiche di Verampio e di Piedilago, fanno pensare piuttosto ad un complesso roccioso relativamente poco dislocato, autoctono e parautoctono; va inoltre ricordata l'analogia chimico-petrografica con certe rocce del massiccio del Gottardo, col quale alcuni Autori, e soprattutto il BOSSARD, lo vorrebbero collegare direttamente. Un indizio in tal senso potrebbe essere dato anche dalla presenza, nella sua copertura sedimentaria, di rocce avvicinati ai *Quartenschiefer* del Gottardo (p. 19).

Scendendo a maggior dettaglio, si nota che la massa di Piedilago si trova ad una altitudine maggiore di quella di Verampio (l'affioramento più elevato raggiunge quota 925 circa), e mostra di innalzarsi ancora all'interno della massa montuosa in direzione Sud-Est. Ecco allora che la « cupola » perde in parte la sua regolarità, mostrando sul suo dorso delle gibbosità, col punto di culminazione spostato più a Nord-Est di quanto finora si riteneva: e questo non sembra in accordo con l'opinione espressa recentemente dal WENK, secondo cui il punto di culminazione strutturale si troverebbe più ad Occidente, in corrispondenza del Monte Cistella, ciò che lo ha indotto a considerare impropria l'espressione « culminazione della Toce » (89, p. 125).

La cosa del resto perde molta della sua importanza ove si consideri che la varia potenza delle unità tettoniche in punti diversi può portare a conclusioni discordanti se si prende in considerazione l'uno oppure l'altro elemento tettonico nel loro elevarsi o abbassarsi, mancando tra essi un vero parallelismo. Nel nostro caso sembra probabile che la posizione tettonicamente culminante della zona del Monte Cistella sia determinata più che dall'elevazione dell'elemento « Verampio » — che anzi pare abbassarsi verso Occidente — da una forte potenza dei parascisti della sinclinale di Baceno, che, misurando 600 metri circa presso questa località, sembra aumentare verso Ovest. Questo fatto risulta ben evidente quando si considera, sulla carta geologica allegata, la distribuzione delle giaciture dei piani di scistosità, da cui appare una generale inclinazione verso NE sui

fianchi della bassa Val Dévero. La regolare immersione verso Nord-Ovest nella zona di Premia è invece in stretto rapporto con l'esistenza, immediatamente più a Sud-Est, dell'asse di massimo inarcamento dei ricoprimenti pennici (*faîte structural* degli Autori di lingua francese), diretto da Sud-Ovest a Nord-Est, al di là del quale tutti gli elementi strutturali si affondano rapidamente verso il basso nella « zona delle radici ».

Si è già accennato, parlando delle supposizioni sull'età dei micascisti di Baceno, anche alla loro posizione tettonica nell'ambito della sinclinale coricata; e si è visto che in questa si può ancora riconoscere il fianco rovesciato. Ammessa, sia pure con riserva, l'esattezza di tale ricostruzione, non mancano però fatti tettonici secondari che ne turbano la regolarità e che qui vanno ricordati: l'assottigliamento e talora la soppressione totale (Valle Antolina) del fianco rovesciato; la soppressione del termine stratigrafico più recente (i calcescisti) al nucleo; l'inserimento entro i micascisti di un cuneo di ortogneiss strappato probabilmente dalla sottostante cupola di Verampio (Rio d'Alba, Rio degli Orti); altri fenomeni di scorrimento tettonico in senso parallelo alla scistosità, che hanno portato, qua e là, a piccole lacune o ripetizioni di rocce, difficilmente distinguibili da fenomeni puramente stratigrafici. Infine è evidente che forti scorrimenti si sono avuti spesso al contatto tra formazioni diverse, così tra gli ortogneiss e gli scisti della sinclinale come pure tra i vari termini della sinclinale stessa, sicchè di frequente è esatto parlare di contatti tettonici più che stratigrafici. I fenomeni di laminazione connessi con questi scorrimenti hanno a loro volta determinato, al contatto fra le diverse rocce, zone di più facile erosione da parte degli agenti esogeni, con formazione di terrazzi, di solito coperti da abbondante detrito superficiale. E' questo il motivo che spesso impedisce di vedere direttamente le diverse rocce a contatto fra loro.

Nelle fasi tardive dell'orogenesi alpina, posteriori alla formazione dei ricoprimenti, si ebbero ulteriori movimenti tettonici, le cui tracce sono visibili: parte delle fratture che attraversano la massa dei micascisti, degli ortogneiss, dei calcari, sono da attribuirsi a tali movimenti: essi hanno avuto grande importanza nel determinare le forme del rilievo. Oltre a semplici diaclasi, talora si sono originate anche vere piccole faglie, come nel caso della frattura subverticale, diretta da Nord-Ovest a Sud-Est, seguita dal canalone del Rio d'Alba.

A importanti movimenti tardivi vanno attribuiti anche i fenomeni di intenso disturbo tettonico visibili in altri punti, come di fronte a Premia, e specialmente nella zona del torrente Alfenza, sopra Crodo. Qui non solo la massa dei calcari cristallini appare ridotta ad una breccia tettonica, ma anche l'ortogneiss di Antigorio si mostra per un'ampia estensione intensamente fratturato in tutte le direzioni e sconnesso, colpito anche da fenomeni di cataclasi e milonisi profonde.

Questa zona di disturbo è probabilmente in relazione diretta con una faglia, riconoscibile nella carta geologica al 50.000 (94) sul fianco Sud del Monte Cistella, che appare chiaramente anche in un profilo tracciato dal ROTHPLETZ in questa zona (66, Tav. VIII, fig. 4).

I TERRENI QUATERNARI

Depositi morenici

Molto abbondante nell'area rilevata è il materiale di trasporto glaciale, e i fianchi della vallata ne sono rivestiti su notevoli estensioni. Quanto alla composizione del morenico, dirò che si tratta sempre in grande prevalenza di blocchi di ortogneiss di Antigorio. Evidentemente un forte contributo di detriti sulla superficie dei ghiacciai di Antigorio e di Dévero proveniva dalle montagne che fiancheggiavano le lingue, più che dalle cime dei rispettivi bacini di alimentazione.

Difficili da riconoscere sono i blocchi di ortogneiss di Monte Leone, provenienti dall'alta Val Dévero. I calcescisti, che affiorano su larghe estensioni alla testata delle due valli, data la loro natura, venivano sgretolati facilmente durante il trasporto, soprattutto trovandosi mescolati con blocchi di gneiss ben più duri, ed ho potuto constatare che effettivamente il terriccio delle morene, specialmente nella Valle Antigorio, è costituito in buona parte da frammentini di calcescisti molto spesso alterati, con eliminazione delle parti carbonatiche, di aspetto quasi spugnoso; nè mancano blocchi erratici di calcescisto anche di dimensioni cospicue, generalmente alterati.

Ben riconoscibili sono poi le serpentine provenienti dall'alta Val Dévero, che abbondano nel versante occidentale. Spesso si possono distinguere anche blocchi di gneiss di Lebendun, distribuiti indifferentemente sull'uno o sull'altro versante dell'una o dell'altra valle, essendo questa roccia rappresentata in entrambi i bacini. Il ritrovamento di questi erratici ha una notevole importanza, poichè costituisce spesso un elemento decisivo per giudicare della natura morenica di un deposito.

Il livello raggiunto dal ghiacciaio würmiano alla confluenza Val Dévero - Val Antigorio, si può approssimativamente conoscere in base ad alcuni indizi. Il SACCO (157, p. 81), per il versante destro della Val Dévero presso la sua confluenza, ammette che fosse superata quota 1300, per cui lo spessore sarebbe stato di 500 metri circa; per il versante orientale di Val Antigorio dà invece la quota di 1550 metri; in realtà il primo valore deve essere alquanto innalzato, poichè a quota 1610 presso Deccia, trovasi un terrazzo coperto di materiale molto probabilmente morenico, riferibile al ghiacciaio vallivo; ad Est si trovano depositi di tal genere fino a circa 1550 metri d'altezza; a quote superiori è più incerta l'esistenza di materiale erratico, ma l'aspetto uniforme dei versanti, in confronto con l'asperità e l'irregolarità della topografia sotto le cime, fa ritenere probabile che si debba arrivare a quote più alte; nè è possibile giungere ad una conclusione dall'esame di un tratto di valle così breve; credo però che il valore di 1800 metri, indicato nella carta delle Alpi nel Glaciale di B. CASTIGLIONI (118, tav. 3), non debba essere lontano dal vero. In questo caso si avrebbe, dopo la confluenza dei due rami, una larghezza del ghiacciaio di oltre sei chilometri, con uno spessore di 1300 metri.

A mezza costa sul versante orientale, si può seguire per un chilometro e mezzo una bellissima morena laterale, regolarmente digradante verso valle, da 1180 a 1050 metri ⁽¹⁾;

⁽¹⁾ Questa morena era già stata ben segnata sulla carta geologica delle Alpi Pennine del GERLACH (34), che anche ne parla a pag. 52 della sua opera.

nel tratto meridionale essa si presenta sdoppiata, mentre più a Nord la valletta che ha lasciato dietro di sé, è stata quasi completamente colmata da alluvioni, in modo da formare una specie di piatto terrazzo, con orlo rialzato, ondulato qua e là da piccole conoidi in corrispondenza alle vallette che scendono dal fianco del monte; dietro il bosco che riveste l'argine morenico ed il pendio sottostante, si apre una striscia di molli prati su cui si allineano numerosi fienili. Verso Sud la morena si incurva, come per insinuarsi entro la valle del Rio Antolina; ma qui l'erosione l'ha distrutta; a Nord invece la maggior ripidezza del versante ha probabilmente impedito il deposito. Si può però trovare la continuazione due chilometri più a monte, a q. 1308, in un breve ma ben conservato tratto di argine presso i fienili di Bée.

Sul versante occidentale, tra m. 1200 (Oratorio della Salera) e m. 1180, si trova un altro bellissimo argine del tutto analogo al precedente; un altro resto si vede più a valle, a Sud-Est del Sasso di Gravellona, tra 1100 e 1050 metri.

Si può così ricostruire, su una lunghezza di qualche chilometro, l'andamento del ghiacciaio in un momento di avanzamento posteriore al ritiro del ghiacciaio würmiano; le altezze delle morene sui due fianchi si corrispondono assai bene; lo spessore a Verampio doveva essere di almeno 650 metri; proseguendo verso valle con la medesima pendenza media, si trova che la lingua doveva allungarsi fin verso Crévola, all'inizio della piana di Domodossola, dove però non mi è nota l'esistenza di una morena frontale, nè la carta del SACCO dà indicazioni a questo proposito.

Sarebbe azzardato voler stabilire una precisa datazione in base a resti morenici osservati in un breve tratto di valle; in via provvisoria ho però tentato una ricostruzione dell'antico ghiacciaio con i dati da me posseduti, ottenendo per l'altezza media un valore poco superiore ai 2000 metri; per il limite climatico delle nevi permanenti ⁽¹⁾, tenendo conto dell'esposizione prevalentemente meridionale, m. 1950 circa, cioè circa 850 metri al di sotto del limite delle nevi all'inizio di questo secolo, quale risulta dallo studio dello JEGERLEHNER (130; 2800 metri in media per l'insieme del nostro bacino), e 950 metri al di sotto di tale limite, quale si può ricavare dai dati del PRACCHI sui ghiacciai attuali della Val Formazza (154).

Tale dislivello corrisponde assai bene a quello caratteristico per la fase di avanzamento dei ghiacciai alpini, nota col nome di « stadio dello Sciliar » ⁽²⁾.

Ritengo che questo ghiacciaio ricevesse anche il contributo di un ramo assai ripido scendente dal versante Est del Corno Cistella, come starebbe a testimoniare un costone morenico abbastanza netto, situato sulla destra del Rio Ghéndola, presso i fienili di quota 1354 (Còmpolo).

Sul fianco sinistro di Valle Antigorio, circa cento metri al di sotto della morena laterale, altri regolari lunghi argini o terrazzi morenici, meno importanti, testimoniano nuove brevi avanzate glaciali, dopo un periodo di ritiro.

Un cenno particolare merita il vasto deposito morenico che si trova nella zona ad Ovest di Crodo. Sulla carta geologica al 50.000 (94) una grande area risulta occupata

⁽¹⁾ Calcolato appunto in base all'altezza media, secondo il metodo del KUROWSKI.

⁽²⁾ « Schlern-Stadium » del KLEBELSBERG (132).

da un deposito di frana, e ad un tale fenomeno si accenna anche nelle opere del GERLACH (34, p. 40) e del TRAVERSO (86, p. 47); la carta geologica italiana (96) indica invece materiale morenico, e pure di morena parlano il DE STEFANI (30, p. 424) e il LANDINI (133).

Nell'insieme il materiale non sembra molto elaborato, ma in mezzo ai blocchi di ortogneiss di Antigorio, è indicativa la presenza qua e là di altre rocce, come le serpentine (specialmente nella parte bassa), i calcescisti (massi isolati nella parte alta), i calcari cristallini. In alcuni punti si riconosce chiaramente un deposito di frana locale, per esempio a Nord del Torrente Alfenza, al di sotto di dirupi molto franosi costituiti da ortogneiss fortemente disturbato: ma ciò riguarda soltanto zone marginali.

Nel complesso il deposito si presenta come un ampio pendio degradante dolcemente da 1300 fino a 650 metri circa, tagliato nettamente a Nord, Nord-Est ed Est da scarpate più ripide verso il solco del Torrente Alfenza e verso il fondovalle a Crodo. Nella parte alta, a Sud di Foppiano, si possono distinguere alcuni rilievi allungati in senso NW-SE che possono rappresentare antiche morene laterali del ghiacciaio principale.

Più in basso la superficie prativa appare mossa da vari gradoni e terrazzi mal collegabili fra loro.

Altri limitati terrazzi si distinguono sul pendio terminale verso la Toce, specialmente a Sud, presso Emo, Salecchio; fenomeni locali di erosione, rimaneggiamento e di frana rendono difficile l'interpretazione delle varie forme.

Non mancano indizi di morene stadiali: il SACCO (157, p. 85) ha individuato a Sud di Crodo una « complessa cordonata semiellittica »; in realtà si nota che, a monte degli stabilimenti termali, il pendio morenico di destra si accosta al fiume Toce con una sporgenza, cui corrisponde sul lato opposto, a Nord di Alpiano, una collina irregolare composta pure di materiale morenico; manca la vera forma tipica di una morena frontale, ma ciò può essere dovuto all'azione erosiva del fiume Toce e dei torrenti locali, e all'opera dell'uomo, cui accenna il SACCO.

I bei lembi di terrazzi su cui sorgono le frazioni di Alpiano superiore, rappresentano i resti di potenti conoidi costruite in passato dai locali, ripidi affluenti Rio Grande e Rio Piccolo.

A Sud di Crodo possiamo dunque stabilire, sia pure con qualche incertezza, la fronte corrispondente a un nuovo stadio; non esistono invece tracce di morene frontali nella zona più a valle, presso Rencio, dove i grossi massi, ricordati in forma dubbiosa dal SACCO, sono evidentemente franati dal fianco della valle.

Nella zona di Cravegna, che sta più a Nord, un rilievo allungato presso le case Fariolo (quota 814), raccordabile con alcuni terrazzi morenici soprastanti al centro abitato, fa pensare ad una morena laterale destra; esso però potrebbe anche interpretarsi diversamente, e non è comunque agevolmente collegabile con la morena frontale di Crodo, perchè costringerebbe ad ammettere una pendenza piuttosto forte della lingua glaciale, relativamente alle condizioni locali.

Il SACCO parla ancora di « semiellittici archi morenici » a Baceno e a Croveo (157, p. 81); riconosce però che l'alluvionamento della conca di Baceno è dovuta a sbarramento roccioso.

Non ho trovato tali morene presso Baceno; i depositi che stanno sulla destra, presso Ponte Silogno, a monte della soglia in roccia, hanno la forma di un terrazzo alluvionale, raccordabile con quello sotto Graglia citato dal SACCO stesso.

Considerando la dorsale morenica su cui sorgono le case di Cresta (quota 784), che sta quasi a dividere Val Dévero da Val Antigorio prima della loro congiunzione, si sarebbe tentati di interpretarla come una morena latero-frontale sinistra del ghiacciaio di Val Dévero, cui corrisponderebbero sul lato opposto i vari depositi della zona a Sud di Crino, in modo da ricostruire una fronte di tale ghiacciaio affacciatesi sul gradino di valle fin quasi a Verampio; mancano però vere colline arginiformi sul lato destro, e si osserva che la dorsale di Cresta presenta due terrazzi (rispettivamente a 825 e a 875 metri di altezza) nel versante orientale, ciò che dimostrerebbe piuttosto l'eleborazione di tale deposito da parte del ghiacciaio di Valle Antigorio. L'ipotesi ora affacciata ha quindi scarsa probabilità: la dorsale di Cresta può essere un resto di morena mediana depositasi in un angolo morto, senza un particolare significato.

Risalendo la Valle Antigorio, sotto Premia è ben visibile un rilievo morenico a monte del dosso roccioso intravallivo di q. 835; presenta forma arcuata con la concavità verso valle, come se fosse stato deposto in un momento in cui la lingua si bipartiva nei due solchi del fondovalle, quello percorso attualmente dalla Toce, e la gola di Balmafredda (v. avanti); si potrebbe parlare di « morena d'ostacolo »; al lato Est del piccolo argine si appoggia un bel terrazzo inclinato verso Oriente, (case di quota 758) che potrebbe rappresentare un frammento residuo di un più vasto deposito fluvioglaciale. Mancano altri resti morenici di qualche significato nelle vicinanze, per cui è difficile dire con sicurezza se siamo in presenza di una nuova tappa stadiale.

Non concordo col SACCO riguardo ai depositi della zona di Croveo, in Val Dévero; i grossi massi su cui è costruito in parte il paese — su uno di essi è stato fondato il campanile — e che continuano per un certo tratto su per la valle, fino a Ponte, non sono disposti a formare un arco, anzi giacciono in modo disordinato. Sono costituiti da calcescisti (talora granatiferi, sempre molto alterati), e da paragneiss di Lebendun; blocchi di ortogneiss di Antigorio si trovano solo dietro il paese sotto il fianco ripido del monte, da cui sono evidentemente caduti in una frana recente (cava di serizzo). La composizione del materiale indica la sua provenienza da zona lontana per trasporto glaciale, per esempio dai monti attorno a Goglio, dove tra i calcescisti si intercalano gli gneiss di Lebendun. Ma l'aspetto dell'accumulo fa pensare a una deposizione del materiale da parte del ghiacciaio in fase di ritiro, non ad un vallo frontale. Il fenomeno può quindi definirsi « frana con trasporto glaciale » sul tipo di quelle note nelle Alpi Venete sotto il nome di « marocche ».

Nei tratti di valle che qui ci interessano si possono dunque riconoscere le morene relative a due stadi del Tardiglaciale, l'uno corrispondente con verosimiglianza allo stadio dello Sciliar e un altro posteriore, meno sicuro, con fronte nei pressi di Crodo. Assai incerte sono le tracce di stadi più recenti; anche l'apparato morenico frontale descritto dal SACCO presso Goglio in Val Dévero (fuori della zona qui considerata) è assai dubbio.

Vanno segnalati alcuni cumuli detritici di forma arcuata situati tra 2150 e 2100 metri ad Est della Cima Loccia del Robbi (M. Forno): essi sono dovuti probabilmente a piccoli glacionevati locali scomparsi, forse dello stadio di Gschnitz.

Detrito di falda e depositi di frana.

Falde e coni di detrito sono frequenti al piede dei versanti più ripidi, specialmente di quelli costituiti da ortogneiss di Antigorio. Qua e là si vedono anche accumuli di blocchi di grosse dimensioni. Depositi di frana di una certa importanza si osservano soltanto di fronte a Premia e nel bacino del Torrente Alfenza; entrambi i casi sono legati a condizioni particolari di disturbo tettonico delle rocce sovrastanti.

Depositi alluvionali.

Le conche ultraescavate dai ghiacciai quaternari sono divenute il luogo di deposito del materiale trasportato dalle acque correnti; l'incisione successiva della soglia rocciosa ha provocato il terrazzamento dei depositi stessi. E' quanto si osserva ad esempio presso Premia e nella conca di Baceno, dove si possono distinguere diversi livelli di terrazzi. In questo punto si nota anche che il dislivello fra il terrazzo più alto e il letto del Dévero diminuisce da monte a valle — da trenta a dieci metri circa — ciò che indica un profilo più inclinato, e quindi un maggiore trasporto solido del corso d'acqua al momento della formazione del livello terrazzato. Il materiale che lo compone non si distingue facilmente dal morenico: alla sua formazione dovette partecipare largamente, più o meno rimaneggiato, il materiale morenico che abbonda sui versanti; si osservano anche piccole conoidi dei ruscelli locali.

Altri casi di alluvionamento dipendono da fenomeni di sbarramento d'altra origine. Per esempio un terrazzo presso Ponte (sopra Croveo) è legato alla frana con trasporto glaciale di cui si è detto a p. 33, e alla sua successiva incisione da parte del Dévero.

L'attuale livello dei depositi alluvionali del fondovalle da Verampio in giù è determinato non da uno sbarramento di roccia — la soglia di Pontemaglio è assai più bassa e lontana — ma dalla grande conoide del Torrente Alfenza (cfr. DAINELLI, 117, p. 43), che ancora oggi trasporta grandi quantità di materiale sciolto, fornito in abbondanza dal suo bacino, in cui affiorano su larghe estensioni i depositi morenici, di frana e le rocce milonitizzate. In minor misura partecipa allo sbarramento l'opposta conoide del Rio Antolina.

I DUE GRADINI DI VALLE

La Valle Antigorio e l'affluente Val Dévero sono due tipiche valli glaciali a gradinata, con tratti pianeggianti che si alternano a tratti in forte pendenza, talvolta veri bruschi salti. Questi determinano delle cascate, tra cui ben nota la cascata della Frua, oppure sono stati parzialmente eliminati dall'erosione torrentizia, mediante l'escavazione di una gola di raccordo.

Tale caratteristica di grande evidenza è stata particolarmente messa in luce da G. DAINELLI, quando un'escursione organizzata per il X Congresso Geografico Italiano, percorse la valle principale fino alla testata. Nella « guida » per questa escursione (117) egli diede anche una chiara interpretazione di quel fenomeno, così tipico e grandioso, conforme alle teorie degli studiosi di morfologia alpina, tendenti a ridurre l'importanza dell'erosione glaciale nei confronti dell'erosione torrentizia pre- ed inter-glaciale: questa

sarebbe responsabile per prima delle discontinuità del profilo longitudinale delle valli, risultanti attraverso il ripetuto gioco di sollevamenti e cicli incompleti di approfondimento vallivo.

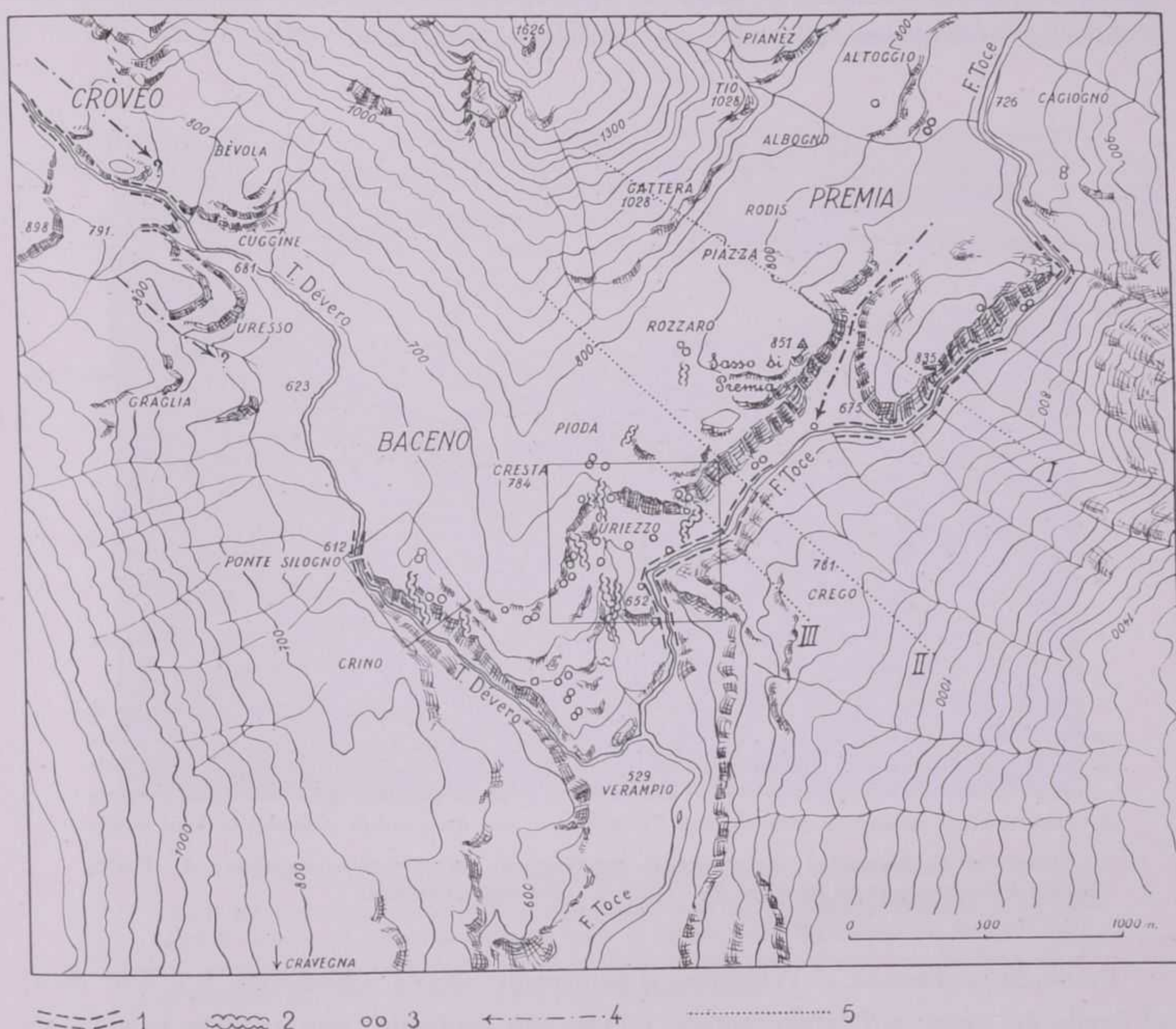


FIG. 10. - Schizzo morfologico della zona di confluenza della Val Dévero nella Valle Antigorio (G. B. CASTIGLIONI dis.).

1 - Solchi d'incisione torrentizia postglaciale e attuale; 2 - Solchi d'incisione torrentizia subglaciale; 3 - Principali marmitte o analoghe cavità d'erosione subglaciale; 4 - Vecchi passaggi torrentizi, accertati o supposti; 5 - Tracce dei profili della fig. 16.

I riquadri indicano le zone rappresentate con maggiore dettaglio nelle figg. 14 e 22. Equidistanza di m 50.

All'erosione glaciale viene riservata solo un'opera di modellamento e accentuazione dei gradini preesistenti.

Il lavoro del DAINELLI ha costituito il punto di partenza per le mie ricerche. Questo Autore non aveva compiuto uno studio di dettaglio, ma aveva dato una descrizione ed una interpretazione d'insieme quali appunto si richiedevano per la guida di un'escursione; non risultano quindi superflue ulteriori ricerche più particolareggiate, atte a precisare i singoli punti.

Già in una breve nota ho illustrato le condizioni osservabili in corrispondenza ad uno dei gradini della valle della Toce, quello delle Casse, mostrando come in tal caso il

gradino sia dovuto ad un fenomeno secondario, e precisamente ad una frana recente (113). Qui viene preso in esame un altro tratto della valle, in corrispondenza ad un gradino più in basso, proprio alla confluenza della Val Dévero, che pure presso il suo sbocco si presenta gradinata; è chiaro che dallo studio di un'area così limitata, non è possibile trarre conclusioni sull'evoluzione morfologica dell'intera valle.

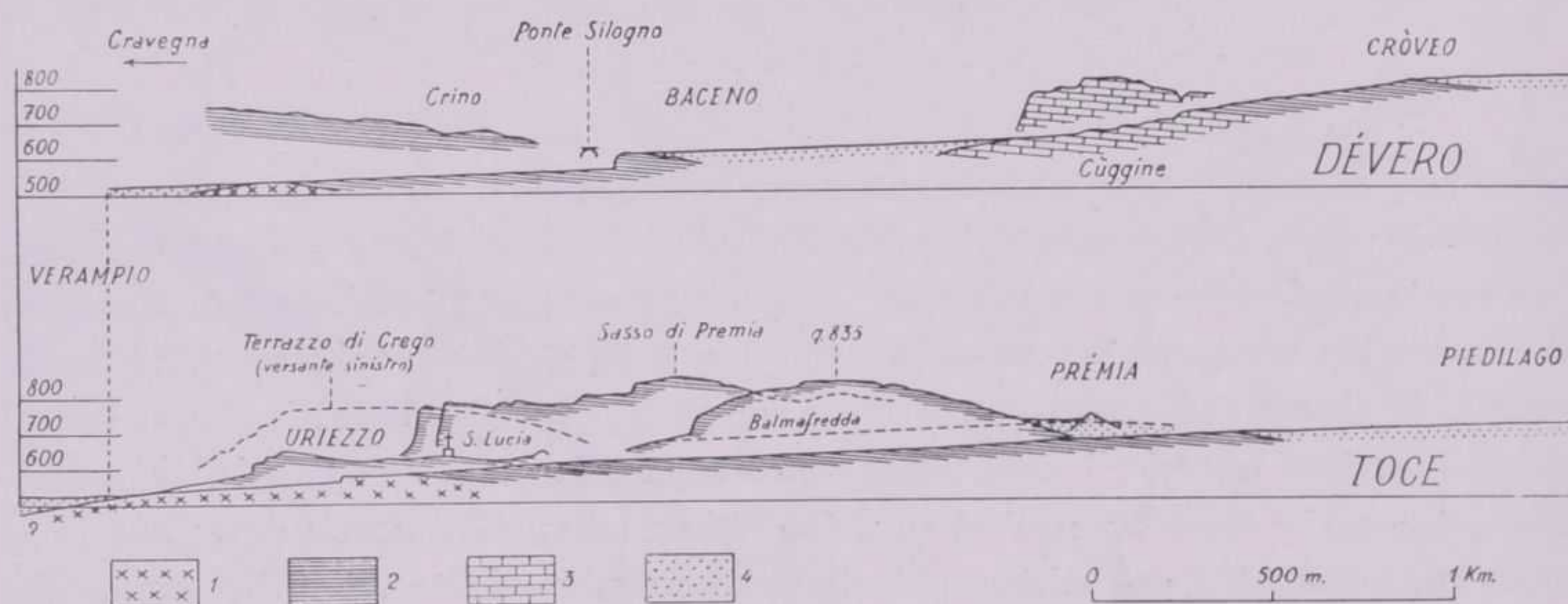


FIG. 11. - Profili longitudinali della Toce e del Dévero, nei tratti a monte della loro confluenza. Sono indicate anche le principali accidentalità del fondovalle (G. B. CASTIGLIONI del.).

È stata adottata la stessa scala per le distanze orizzontali e per le altezze. Si avverte però che in ascisse è riportata la proiezione orizzontale delle lunghezze reali dei due corsi d'acqua, seguendone le tortuosità, in modo da mostrare la loro pendenza. I dossi rocciosi che fiancheggiano le gole risultano quindi in parte appiattiti rispetto alla realtà. Così per la giacitura delle formazioni rocciose è indicato solo l'andamento generale, non l'intersezione vera dei piani di scistosità in ogni punto.

1 - Ortogneiss di Verampio; 2 - Micascisti granatiferi di Baceno e rocce associate; 3 - Marmi calcareo-dolomitici e rocce associate del Trias; 4 - Depositi quaternari.

Presso la confluenza, a Verampio, il fondovalle attuale alluvionale è a 530 metri sul livello del mare; e il fondo roccioso è certo più profondo; non soltanto la valle affluente vi giunge formando un netto gradino di 100 metri, cioè rimane sospesa rispetto a questo fondovalle — e una bella gola torrentizia raccorda i due livelli — ma la valle principale stessa, la Valle Antigorio, forma, immediatamente a monte, un tipico gradino, con dislivello di 160 metri, se si considera l'altezza del corso d'acqua subito al di sopra, o di 320 se si considera l'altezza della soglia rocciosa in rialzo che ne accentua l'asprezza. Per i sostenitori della teoria cosiddetta dell'ultraescavazione glaciale, si tratta di una manifestazione tipica della morfologia glaciale, cioè di un gradino di confluenza (*Konfluenzstufe*) (v. fig. 11).

Nell'interpretazione invece del DAINELLI l'uno e l'altro gradino si sono soltanto accentuati per azione glaciale, ma devono la loro origine al fatto che fin qui sarebbe potuta risalire l'erosione regressiva torrentizia in un ciclo interglaciale, iniziatosi per un sollevamento della massa montuosa (117, p. 46 e segg.).

Comunque sia, qui interessa far notare come il punto in cui tale approfondimento del fondovalle si è manifestato così bruscamente, coincide con la venuta a giorno di una roccia che tutto farebbe ritenere particolarmente resistente all'erosione, e precisamente l'ortogneiss, o granito gneissico, di Verampio; non può non stupire il fatto che questa

roccia appare intaccata in profondità per uno spessore di almeno un centinaio di metri — ma probabilmente molto di più — e su una larghezza di mezzo chilometro circa, da un solco vallivo oggi semicolmato dalle alluvioni; ed è notevole che solo in qualche punto, per esempio sulla destra, l'affioramento dell'ortogneiss granitico determina un terrazzo in roccia, che dovrebbe significare una resistenza all'erosione maggiore che nei micascisti



FIG. 12. - Veduta della bassa Valle Antigorio dalla zona di Premia.

Si nota il solco glaciale approfondito a valle del gradino (tratto Verampio-Crodo). A sinistra in basso il terrazzo di Crego. A destra in basso lo sbocco della Val Dévero. A destra si nota pure il terrazzo di Cravegna (in roccia), e quello di Mozzio, più lontano (in gran parte morenico). In fondo la piana di Domodossola coperta dalla nebbia.

soprastanti: altrove, e precisamente su tutto il lato sinistro, un'unica parete verticale taglia nettamente micascisti e ortogneiss, immergendosi fino a profondità ignota sotto le alluvioni, senza mostrare una diversa influenza delle due rocce a contatto sulla morfologia della sezione valliva (v. fig. 3).

Orbene, è noto come da un lato la teoria dell'ultraescavazione glaciale riconosca all'affioramento di una roccia particolarmente resistente la capacità di determinare un gradino lungo una valle glaciale, oppure di impedire la formazione di un gradino di confluenza; ed è d'altro lato naturale che anche l'erosione terrentizia risenta in modo notevole dell'alternarsi di rocce variamente resistenti, nell'elaborare il profilo longitudinale in valli alpine come la nostra, che presentano ancora caratteri di giovanilità.

A qualunque teoria si dia credito, rimane allora sorprendente il fatto sopra accennato, e cioè che nella valle si inizi un nuovo tronco particolarmente approfondito, proprio là dove essa passa ad intaccare l'ortogneiss il Verampio.

Questa è già una prima singolarità della zona presa in esame, a cui si dovrà tentare di dare una spiegazione.

Un secondo aspetto caratteristico è dato dalla presenza di soglie rocciose rialzate: in Valle Antigorio subito a monte del gradino, costituita da micascisti; in Val Dévero una piccola soglia in micascisto sopra il gradino di confluenza, e un'altra maggiore, un po' più a monte, là dove affiora la bancata calcarea sormontata da scisti altamente cristallini (v. avanti; cfr. fig. 11).

Come accade di solito queste soglie, o barre trasversali, sono state nel corso del tempo segate da gole torrentizie, e non solo in un punto, ma in più punti diversi, restando smembrate in rilievi isolati, ciò che rende ancor più accidentato il fondovalle in queste zone, e più interessante lo studio delle modalità e delle fasi con cui tali incisioni vennero compiute.

A questi fenomeni è limitato il campo del presente studio morfologico. Il rapido sguardo alla zona circostante, premesso in principio (p. 4 e segg.), vuole servire solo a meglio inquadrare la ricerca.

Lo studio si inizia dai fenomeni più recenti e perciò più chiaramente leggibili nella morfologia; risale poi agli avvenimenti via via più antichi, che hanno lasciato tracce di sè sempre meno sicure. Ciò permette di descrivere e insieme cercar di spiegare, introducendo sempre il minimo indispensabile di elementi ipotetici.

LE IRREGOLARITA' DEL FONDOVALLE FRA PREMIA E VERAMPIO

L'EROSIONE POSTGLACIALE

Tra Premia e Verampio la Toce deve scendere di circa 160 metri, su una distanza di 3 chilometri. E' questo l'ultimo visibile gradino di Valle Antigorio, poichè più in basso forti irregolarità di pendenza vengono a mancare ⁽¹⁾.

Una serie di gole intaglia, come si è detto, il gradino di Premia. E' il solito fenomeno dell'incisione torrentizia che tende a raccordare i tronchi vallivi separati da bruschi dislivelli. Un esame accurato del posto ha però dimostrato che la parte di tale incisione spettante al postglaciale è relativamente esigua. Come meglio sarà detto più avanti, tracce sicure del passaggio del ghiacciaio sono riconoscibili molto in basso entro queste gole, che del resto mostrano in complesso una sezione abbastanza aperta.

Nel postglaciale l'azione di approfondimento sembra limitata ad alcuni tratti, dove si vedono le acque scomparire in profondi burroni molto stretti. Questa porzione inferiore del profilo trasversale, corrispondente all'ultima recente fase erosiva, è nettamente riconoscibile nella figura 16; si può parlare, per citare un termine già usato dal SACCO (156), di « profilo a calice », limitatamente però al solco che intaglia il rilievo di fondovalle.

E' interessante osservare da vicino il letto del torrente.

La gola intagliata nella roccia non è continua; a tratti l'acqua scorre in un letto relativamente ampio con greto sassoso; oppure si apre la strada attraverso i blocchi franati

⁽¹⁾ Se consideriamo però il fondo roccioso della valle, si nota presso Pontemaglio una nuova soglia in rialzo, intagliata da una incisione sulla destra (con piccola rapida), e poco oltre una serie di dossi rocciosi arrotondati nella zona di Oira e Montecrestese, prima di arrivare nella vasta piana alluvionale di Domodossola. È verosimile che sotto di questa il fondo roccioso sia notevolmente profondo, per cui tra Montecrestese e Crèvola esisterebbe in realtà un ultimo, più basso gradino della valle glaciale.

dalle pareti; ma tosto precipita con ripetute cascate entro profondi intagli, in cui qualche volta la si può vedere al lavoro per scavare cavità nel suo letto, per aprirsi il passaggio in stretti canali, per scolpire coi suoi vortici marmitte, calderoni, incavature tubolari, nicchioni, sul fondo e sulle pareti. Arditi ponticelli gettati sul burrone permettono di osservare lo spettacolo insieme pauroso e pittoresco che costituisce, e ancor più costituiva prima della deviazione dell'acqua per lo sfruttamento idroelettrico, una singolare attrattiva di questa valle selvaggia ⁽¹⁾.

Si nota una notevole capacità da parte della roccia, rappresentata dai micascisti, di conservare le tipiche forme d'erosione torrentizia in pareti strapiombanti. A volte si sono però avuti crolli e distacchi di porzioni rocciose, secondo i piani di fratturazione.

Verso il basso, e precisamente sotto la cappella di S. Lucia, la Toce entra nell'ortogneiss di Verampio che incide per un certo tratto, formandovi anche una bella cascata (cascata di Balmasurda), per poi uscirne presso Maiesso. Sembra che le forme di erosione entro questa roccia assumano aspetti meno tipici e regolari, subendo maggiormente l'influenza dei piani di fratturazione, che sono punti d'erosione più facile e quindi guidano e incanalano la corrente. Le marmitte risultano incomplete, o di piccole dimensioni se formate da piccoli vortici secondari. Nel complesso si può presumere che qui la roccia offra all'erosione torrentizia una resistenza maggiore che nei tratti più a monte, scavati entro i micascisti.

IL FONDOVALLE GLACIALE

In tutta la zona di fondovalle che sta tra Premia e Verampio, come del resto pressochè dovunque in queste vallate, si possono osservare le tracce ancora ben conservate del passaggio dall'antico ghiacciaio (cfr. DAINELLI, 117, p. 46).

Oltre ai depositi morenici, di cui si è già detto, si tratta di numerose e diffuse forme scolpite nella roccia, dovute all'esarazione glaciale, come superficie e pareti più o meno perfettamente levigate, a volte striate secondo la direzione del movimento glaciale, oppure piccoli rilievi, groppe, convessità asimmetriche, levigate dalla parte a monte, e spesso troncate da ripide pareti verso valle, che danno quell'aspetto movimentato alla superficie topografica caratteristico dei rilievi a « dorso di cetaceo » e delle « rocce montonate ».

Anche qui si può osservare che i micascisti, come gli ortogneiss, possono conservare queste forme d'erosione assai a lungo, anche su pareti verticali, che in certi punti mostrano di non essersi punto modificate dall'epoca del ritiro del ghiacciaio. Naturalmente abbondano anche le tracce del disfacimento meteorico, o di vere e proprie frane recenti, che ora, coi loro blocchi ammonticchiati caoticamente, ingombrano il fondo delle gole e mascherano il piede delle pareti.

Ciò tuttavia non impedisce di unire i lembi rimasti intatti della superficie originaria, in modo da ricostruire con sufficiente sicurezza le forme del fondovalle quali dovevano presentarsi al momento del ritiro dell'ultimo ghiacciaio che ha percorso questo tratto di valle.

⁽¹⁾ Alcuni dei punti più impressionanti e caratteristici sono stati descritti dal DE MAURIZI nelle sue guide del luogo. Profondità di una cinquantina di metri sono frequenti; il DE MAURIZI dà in un punto il valore di 65 m. La larghezza può essere molto più piccola: di 5 metri e anche meno.

E' in tale ricostruzione che si constata la forte irregolarità di questo fondovalle e la presenza in esso di svariate forme d'erosione meritevoli di uno studio di dettaglio, dovute a fasi diverse e ripetute d'incisione torrentizia.

Una prima osservazione è questa: si vede che l'incisione che ha intagliato la barra rocciosa di Premia, in un certo tratto è doppia: esistono due gole l'una di fianco all'altra, che isolano tra loro un imponente roccione (segnato sulla carta con la quota 835), per poi riunirsi più a valle.

La gola orientale forma un'ansa, ed è percorsa dal torrente; l'altra, chiamata « forra di Balmafredda », è asciutta, col fondo alluvionale.

Già questo indica che l'incisione del gradino non è stato un fenomeno unico e semplice. Di ciò verrà trattato espressamente a pagina 47 e segg.

Una seconda osservazione è che, come già si è accennato, le tracce del passaggio del ghiacciaio non sono limitate alle parti superiori dei dossi rocciosi che sbarrano la valle, ma si trovano anche più in basso, sui loro fianchi e cioè entro le gole di cui ho parlato ora, precisamente in quella parte di esse che presenta un profilo piuttosto aperto (v. fig. 16 e pag. 38) e che fa pensare appunto ad un'azione di allargamento glaciale.

Poichè il DAINELLI nel parlare del gradino di Premia, mostra di considerare l'incisione della gola torrentizia come postglaciale (117, p. 46), trovo opportuno portare qualche elemento d'osservazione a sostegno di quanto ho ora detto:

1) sul versante orientale dell'incisione, di fronte a q. 835, vi sono sicuri depositi morenici, che si spingono anche in basso, verso il letto del torrente; buone sezioni in tali depositi ho potuto osservare lungo il canale di derivazione che porta l'acqua della Toce alla centrale di Crego;

2) begli esempi di roccia levigata dal ghiacciaio si trovano in vari punti e precisamente: all'imbocco della gola percorsa dalla Toce sotto Premia, sul lato destro lungo lo sperone roccioso a NE di q. 835, fino a poca distanza dal torrente; su larghe zone del versante orientale, anche al di sotto del canale di derivazione ora detto; la parete orientale e meridionale del roccione di q. 835 è stata invece in gran parte modificata da crolli recenti; verso lo sbocco nella conca di Uriezzo, dove si esce per affacciarsi sopra il piano di Verampio, si vedono bellissime rocce arrotondate e levigate, che indicano la posizione del fondo dell'antico letto glaciale, presso la chiesetta di S. Lucia. Infine appaiono levigate dall'azione glaciale le pareti dell'« orrido di Balmafredda » che, subito sotto Premia, è, come si è detto, affiancato alla gola della Toce, e in questa immette.

Concludo che *l'incisione torrentizia della barra rocciosa di Premia è un fenomeno che risale in buona parte ad un'epoca anteriore all'ultima avanzata del ghiacciaio vallivo*. Postglaciale è soltanto la parte più profonda, più stretta, della gola, in cui si vede scorrere l'acqua della Toce attualmente. La parte superiore più aperta è dovuta invece a fasi di incisione più antiche, e dimostra una notevole azione glaciale di allargamento.

Se ora con l'aiuto delle figure 10, 16, 17 e 21, diamo uno sguardo d'assieme a queste gole e questi rilievi di fondovalle, vediamo in essi una spiccata asimmetria; i versanti rivolti a Sud-Est e Sud sono sempre delle pareti strapiombanti; quelli rivolti ad Ovest e Nord sono di solito moderatamente inclinati.

La natura nettamente scistosa della roccia — i micascisti — la giacitura dei piani di scistosità, con direzione da SW a NE, cioè leggermente obliqua rispetto alla direzione

della valle, e regolare immersione di 20-30° verso NW, la presenza di piani di frattura variamente disposti, l'azione degli antichi ghiacciai che hanno largamente piallato le superficie opposte al loro movimento, e hanno risparmiato quelle al riparo da esso, tutti assieme questi fattori sono responsabili dell'asimmetria così delle forme maggiori come dei piccoli dettagli locali. Dei piani di frattura che hanno indicato la via all'erosione, uno spe-



FIG. 13. - Il gradino di Premia, visto verso monte.

A destra l'orlo del terrazzo di Crego; a sinistra il Sasso di Premia con la sua parete incom-
bente sopra le case di Uriezzo. In mezzo passa la gola della Toce, che piega verso la parte
destra. I piccoli dossi rocciosi antistanti, con prati e gruppi di castagni, sono crivellati dalle
forme d'erosione subglaciale (cfr. fig. 14).

cialmente è importante, quello diretto da NE e SW che ha determinato il taglio netto della parete del Sasso di Premia, e su cui si è impostata la « forra di Balmafredda » (fig. 19).

Spostandoci ora verso Sud, giungiamo al vero gradino del fondovalle. Il Sasso di Premia, imponente frammento della vecchia barra rocciosa, termina con una parete verticale di cento metri sopra un terrazzo prativo in cui trovano posto le case di Uriezzo; di qui, dopo un altro brusco salto di cinquanta metri, ci si porta rapidamente verso il fondo alluvionale di Verampio. La gola stretta della Toce rimane incassata sulla sinistra, mentre il vecchio fondo glaciale, più aperto, della gola stessa, si collega, passando per la chiesetta di S. Lucia, con il terrazzo ondulato di Uriezzo. Anche in questa zona le tracce del passaggio glaciale sono diffusissime e ben conservate. Modificazioni morfologiche recenti, come distacchi di frane, accumulo di detriti, incisione dei corsi d'acqua, sono circoscritte, in modo che è facile riconoscere o ricostruire le forme glaciali.

Lo studio dettagliato di queste presenta un certo interesse per la particolare posizione in cui ci troviamo: si potrebbe ricavarne qualche utile indizio per comprendere i processi che regolano o accompagnano l'erosione glaciale appunto sui gradini di valle.

Oltre alla veduta d'assieme di figura 13, si osservi la pianta riportata nella figura 14 che, sebbene rilevata con mezzi speditivi, potrà, meglio di una lunga descrizione verbale, dare un'idea sufficientemente esatta delle complesse forme di dettaglio e dei loro reciproci rapporti di posizione.

Da un primo esame risulta evidente la presenza di allineamenti rettilinei di pareti rocciose e altri accidenti del rilievo, secondo varie direzioni, tra cui sembrano prevalere quelle E-W, NW-SE e SW-NE. Sono i piani di fratturazione della roccia scistosa (qui come al solito con scistosità debolmente inclinata verso NW), che determinano la frequenza e la direzione delle varie irregolarità del terreno. Le pareti rettilinee esposte verso Sud, al riparo dall'esarazione del ghiacciaio proveniente da Nord, si sono formate evidentemente per il distacco di masse rocciose lungo piani di discontinuità preesistenti; oggi esistono infatti accumuli di blocchi, anche di notevoli dimensioni, alla base di queste pareti, ma quantità molto maggiori dovettero essere state trascinate via dalla corrente glaciale.

Maggior interesse presentano le tracce del passaggio di acque correnti, che si trovano un po' dappertutto, o impresse su queste pareti verticali, o variamente inserite in mezzo alle forme di levigatura ed arrotondamento glaciale. A parte l'opera erosiva della Toce, nascosta da molto tempo nella sua gola profonda, e di un ruscello di piccole dimensioni, il Rio d'Uriizzo, che cade con una cascatella dall'alto del gradino, le altre forme non si potrebbero spiegare, se non ricorrendo all'azione delle acque di fusione glaciale, che qui, dove certamente il ghiacciaio si rompeva in una seraccata, dovevano raggiungere con particolare abbondanza il fondo roccioso, modellandolo. La ricchezza e la bellezza di queste forme di erosione giustificano che ci si soffermi un poco a considerarle in un apposito paragrafo.

LE FORME D'EROSIONE SUBGLACIALE

In Valle Antigorio sono conosciute numerose marmitte dei giganti. Un accurato ricercatore di curiosità naturali ossolane, il MALLADRA, ne ha descritte in diversi luoghi, pubblicando i risultati delle sue ricerche in vari periodici locali e nelle note dell'edizione da lui curata del « Bel Paese » (144, 145, 146, 165). Ma delle numerosissime marmitte che si conservano nella zona di Baceno e Premia, la letteratura fa conoscere soltanto quelle che sono ancora in via di formazione, nel letto dei principali torrenti; e sono certamente numerose. Ma su quelle glaciali o comunque lontane dagli alvei attuali, non si trovano che fugaci accenni ⁽¹⁾.

Orbene non solo le marmitte da ritenersi di origine subglaciale sono molto diffuse nella zona di fondovalle alla confluenza di Val Dévero e Val Antigorio (v. p. 66 e segg.), ma si trovano esempi sicuri e grandiosi di intere gole di erosione torrentizia scavate da acque correnti non a giorno, ma sul fondo dell'antico ghiacciaio.

⁽¹⁾ Il DE MAURIZI (124, p. 126) nomina una marmitta presso Altoggio. MALLADRA nel 1893, in un articolo non firmato sul periodico « Oscella » del Collegio Rosmini di Domodossola (*Monte Giove*, p. 348), accenna a « certi enormi pozzi glaciali, fessi per il lungo, presso Baceno, a due passi dalla strada ». Non so esattamente a che punto si riferisca.

Il gruppo maggiore si trova nella zona di Uriezzo, ed è stato già da me illustrato in una breve comunicazione presentata al XVI Congresso Geografico Italiano (112).

Credo però opportuno riportare qui una breve descrizione e ripetere le prove in favore di quella interpretazione.

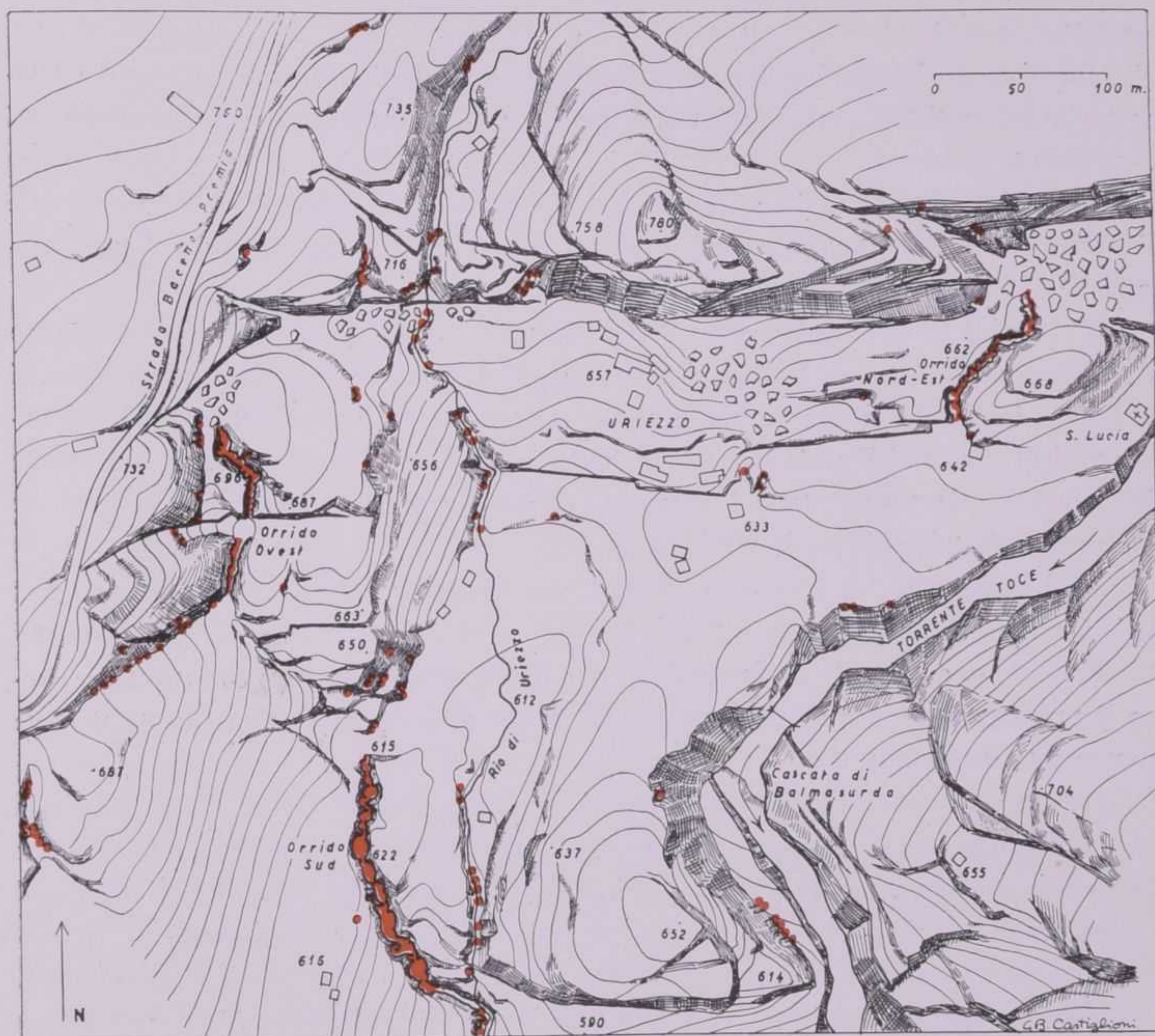


FIG. 14. - Schizzo topografico della zona di Uriezzo.

Rilievo speditivo eseguito sulla base delle mappe catastali dall'autore, con la collaborazione di B. FRANCESCHETTI. Le curve di livello, approssimative, hanno equidistanza di m 5. Sono indicate in rosso le forme d'erosione dovute alle acque subglaciali (gole, marmitte, nicchie, scanalature).

L'« Orrido di Uriezzo Sud » ⁽¹⁾ è una bellissima gola, incisa nella roccia, che si inizia al margine di un prato pianeggiante e si abbassa rapidamente con una serie di grandi cavità subcircolari separate da stretti, tortuosi cunicoli. Le pareti sono tutte scolpite da nicchie, volute, scanalature, prodotte evidentemente dal moto violento di cascate d'acqua, e in certi punti si avvicinano tanto che dal fondo non permettono la vista del cielo.

La lunghezza del tratto più caratteristico è di circa 150 metri, ma a metà circa un salto di nove metri impedisce di compiere l'intero percorso ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Così lo chiama il DE MAURIZI, che ne dà ampia descrizione (124, p. 102).

⁽²⁾ Il DE MAURIZI dà una lunghezza di 300 m, che ritengo eccessiva, se non si vuole comprendere anche

La figura 15 e la tav. I daranno al lettore un'idea del fenomeno meglio che una lunga descrizione ⁽¹⁾.

Si misurano profondità di oltre 20 metri nel tratto a monte del salto, di 30 metri nel tratto a valle. Il fondo roccioso però non è visibile, perchè mascherato da materiale alluvionale e da blocchi franati dall'alto; è certamente molto irregolare, formato da marmitte in serie.

La visita dell'orrido è molto istruttiva anche per lo studio delle varie forme d'erosione verticale, vorticoso e rettilinea delle acque correnti, sebbene queste non si vedano oggi direttamente al lavoro.

All'uscita inferiore ci si trova a poche decine di metri dal livello del piano alluvionale di Verampio; la gola dunque intaglia l'ultimo gradino roccioso, quello che sostiene il terrazzo di Uriezzo.

L'« Orrido di Uriezzo Nord-Est » (DE MAURIZI, 124, p. 103) si trova in posizione più arretrata, e precisamente sbocca sul terrazzo di Uriezzo, non lungi dalla chiesetta di S. Lucia, incidendo alcune groppe rocciose arrotondate che stanno subito sotto alla parete Sud del Sasso di Premia (fig. 14, a destra in alto). Si nota che proprio alla testata dell'« orrido », la parete stessa è interrotta da un canalone profondo (determinato da una zona di frattura diretta da NW a SE).

Anche questo orrido è un cunicolo tortuoso, lungo circa 100 metri, profondo una decina, molto stretto in alcuni punti.

Presenta una serie di camere rotonde, non molto grandi, alternate con strettoie, e come il precedente conserva bellissime forme dovute all'erosione di una cascata nel suo spostamento retrogrado ⁽²⁾.

Un'altra gola che per analogia chiamo « Orrido di Uriezzo Ovest », non nominata dal DE MAURIZI, ho trovato sul lato occidentale, nascosta fra i roccioni arrotondati che discendono a gradinata verso Uriezzo, sotto la strada carrozzabile (fig. 14, a sinistra). E' formata da due tratti distinti, brevi, con caratteristiche analoghe alle precedenti. E' evidente che da essa le acque scendevano poi fino ad imboccare l'« Orrido di Uriezzo Sud ».

Nessun torrente percorre oggi queste gole. Solo con forti piogge vi si raccoglie un po' d'acqua dalle immediate vicinanze.

Di qui il problema della loro formazione.

Il Rio d'Uriezzo si mantiene ad una certa distanza dall'Orrido Sud, scorrendo in una valletta parallela a questo; lungo il suo corso si vedono in diversi punti delle marmitte d'erosione, ma ad un attento esame si comprende che esse sono assolutamente sproporzionate alla portata del ruscello, anche se questa poteva essere in passato un po' maggiore; si

la prosecuzione a valle, dove l'« orrido » si trasforma in un piccolo solco, ora percorso dal Rio d'Uriezzo che vi entra con una cascatella.

⁽¹⁾ È interessante in particolare una cavità, aperta sul lato destro del tratto inferiore (cfr. fig. 15) con il fondo regolarmente scavato a spirale. La ritengo dovuta all'azione erosiva della cascata d'acqua, in un momento in cui la direzione del getto era temporaneamente rivolta contro la parete destra della gola.

⁽²⁾ In questa come nell'altra gola prima descritta, il motivo prevalente è dato da calderoni in serie, sul tipo di quelli illustrati dal ROVERETO (155, I, p. 128) e dal LEHMANN (137, p. 44). Analoghe conformazioni si vedono anche nelle gole attuali della Toce e del Devero. Dunque tali forme di letto torrentizio si verificano anche in rocce cristalline (micascisti), ciò che ancora non risultava al LEHMANN. Molte nicchie nelle pareti sono inoltre dovute al getto diretto delle cascate d'acqua contro le pareti stesse, cioè appartengono al tipo 1. d) del LEHMANN (op. cit., p. 49).

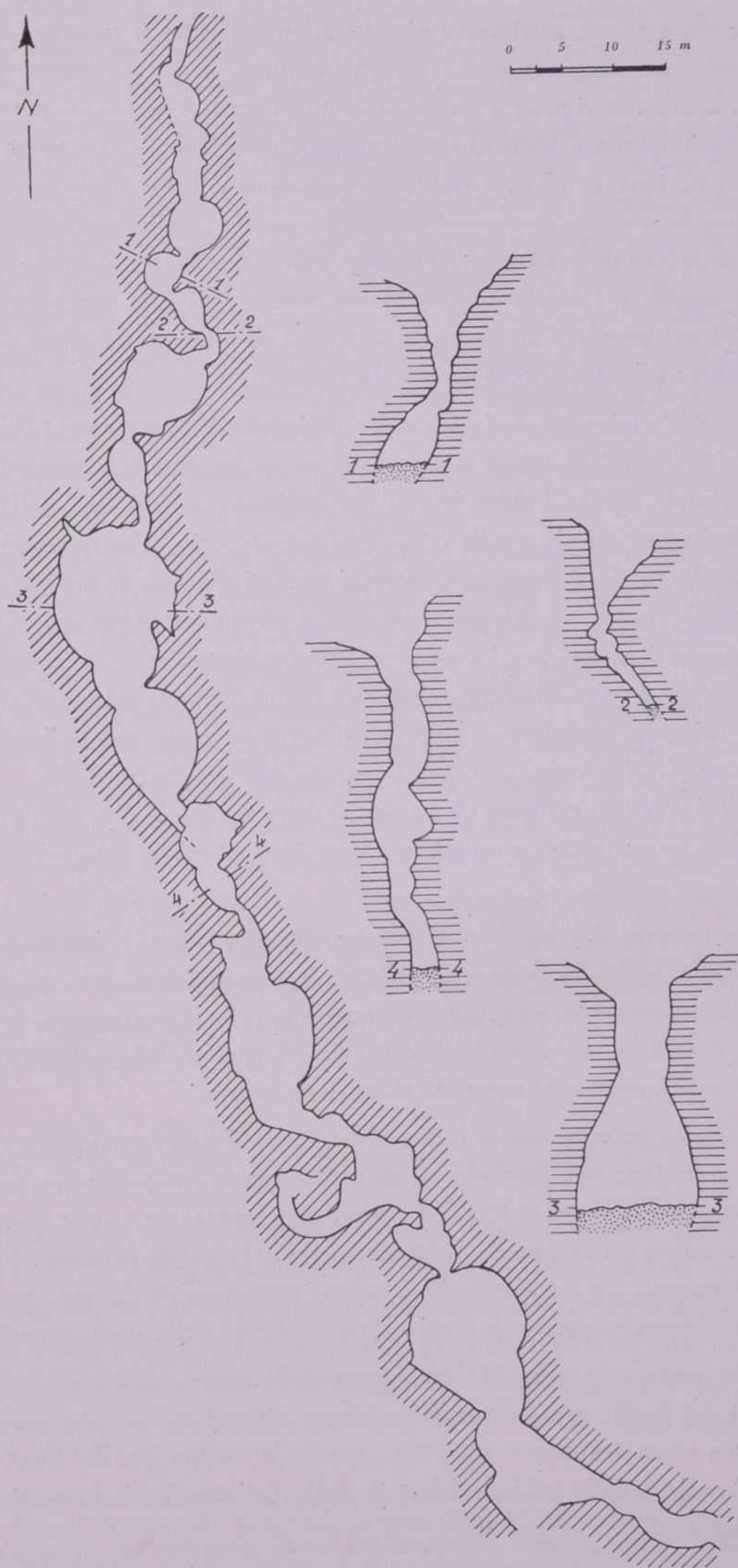


FIG. 15. - L'orrido di Uriezzo Sud.

Pianta del fondo e sezioni trasversali. Rilievo speditivo eseguito con bussola e cordella metrica dall'autore, con la collaborazione di B. FRANCESCHETTI ed altri.

vedono bene delle piccole marmitte e piccole incisioni dovute al ruscello, incastrate entro le forme d'erosione maggiori. Anche per queste allora, e per vari tratti del solco in cui scorre il Rio d'Uriezzo, si pone il problema di quale corso d'acqua possa averli scavati.

E' inverosimile che si tratti di vecchi passaggi della Toce, come aveva pensato il DE STEFANI (30, p. 426). Se ci fosse stata una deviazione del suo corso nel postglaciale, ne sarebbero rimaste le tracce che invece mancano: non v'è possibilità di un antico passaggio della Toce per le gole di Uriezzo, per l'Orrido Sud in particolare, perchè non esistono indizi di alvei sepolti. E l'ottimo stato di conservazione delle gole non permette di risalire molto addietro nel tempo, a un momento anteriore all'ultima glaciazione, in cui le condizioni topografiche potessero essere diverse dalle attuali.

L'ipotesi dell'origine subglaciale invece, già intuita dal CRAVERI (115, p. 228) e dal DE MAURIZI (124, p. 103), spiega come potesse raccogliersi tanta acqua in posizioni così inconsuete: quando ancora il ghiacciaio di Val Antigorio — forse già nella fase di ritiro dopo gli stadi riconosciuti più a valle (v. p. 31 e segg.) — ricopriva questa zona con la sua lingua, sul fondo roccioso scorrevano cospicui torrenti d'acqua di fusione. Essi potevano venire da sopra il gradino di Uriezzo, dove pure si trovano marmitte e altre tracce del loro passaggio, oppure formarsi con l'acqua che cadeva direttamente sulle rocce dai mulini glaciali o attraverso i crepacci; e pure di queste cadute d'acqua esistono molteplici tracce in marmitte, nicchie, scanalature sulle pareti rocciose, poste spesso immediatamente a monte dell'inizio degli « orridi »: tipico l'esempio dell'Orrido Nord-Est.

Tutto ciò risulta ben evidente da un esame della cartina di fig. 14, dove le marmitte isolate e le altre forme dovute a cascate d'acqua, oltre alle gole subglaciali, sono segnate in rosso.

E' logico pensare che un altro di tali torrenti scorresse nell'attuale solco « postglaciale » della Toce, la cui incisione si sarebbe iniziata come subglaciale. E' questo un fatto che si può ritenere generale, e già più volte segnalato nella letteratura ⁽¹⁾, che la formazione delle gole, cosiddette postglaciali, che intagliano i gradini delle valli glaciali alpine, è cominciata in realtà prima del completo ritiro della lingua.

E' pure logico pensare che le forme d'erosione subglaciale cominciassero ad essere trasformate e cancellate dall'erosione del ghiacciaio mano a mano che si formavano; per esempio il solco in cui scorre il Rio di Uriezzo, sia a monte, sia a valle di questa località, potrebbe aver subito un'azione di allargamento secondo questo processo. I tre « orridi » sono stati risparmiati; ma considerando le sezioni trasversali dell'Orrido Sud (fig. 15), si può supporre che anche questo sia stato un po' allargato nella parte superiore ⁽²⁾.

Risulta in ogni modo notevole l'importanza delle acque subglaciali come fattore del modellamento dei fondi vallivi, in corrispondenza ai gradini. Sarebbe però azzardato il voler senz'altro estendere questo concetto, secondo le vecchie idee del BRUNHES sul meccanismo dell'erosione delle valli glaciali a truogolo (azione di due torrenti subglaciali ai due lati del fondovalle).

⁽¹⁾ DE MARTONNE (122, 1910, p. 299); BÉNÉVENT (104); BLACHE (106, p. 87-88); TRICART e CAILLEUX (166, p. 273); ONDE (152 bis).

⁽²⁾ Sul modo di insinuarsi del ghiacciaio in simili gole, sono interessanti le osservazioni del KLEBELSBERG nella gola della Lütschine, sotto il Ghiacciaio di Grindelwald (132, I, p. 143).

Non si dimentichi infatti che le gole profonde che oggi vediamo si sono potute formare proprio perchè esisteva già un forte gradino di valle: esso, come le altre grandi forme vallive, è stato elaborato, secondo l'ipotesi più probabile, nelle fasi di massima espansione glaciale, e si è visto (pag. 30) che nel Würmiano il ghiacciaio in questo punto riempiva la valle fin verso i 1800 metri d'altezza. Senza voler escludere che già allora potessero formarsi torrenti subglaciali, ritengo che i fenomeni d'erosione che noi vediamo, dovuti a questo processo, vadano ascritti per la maggior parte al tempo in cui la lingua era già più sottile, specialmente durante le oscillazioni del Tardiglaciale ⁽¹⁾.

Mi sono attardato a descrivere queste forme d'erosione perchè raramente nelle Alpi si trovano esempi così grandiosi e complessi di tali fenomeni, e insieme così evidenti. Certamente si tratta di un caso privilegiato, dovuto alla concomitanza di diversi fattori:

1) presenza di un forte gradino di valle che favoriva il crepacciamento del ghiacciaio, e quindi la frequente caduta d'acqua d'ablazione fino al fondo, e il raccogliersi di questa in grossi torrenti a forte pendenza;

2) presenza di una roccia (i micascisti) in cui l'erosione torrentizia poteva manifestarsi con relativa rapidità e in forme tipiche (lo si è visto anche per le gole d'erosione attuali). Quindi formazione di gole strettissime e arretramento rapido delle cascate; facilità anche di un'erosione rapida direttamente sotto i mulini glaciali, per loro natura piuttosto variabili di posizione, sia pure entro limiti ristretti. La roccia stessa, con i piani di scistosità in giacitura non molto lontana dall'orizzontale, e intersecata da piani di fratturazione abbastanza distanziati ⁽²⁾, ha mostrato anche una notevole stabilità, e immunità da crolli, che le ha permesso di conservare quasi intatte le forme ricevute, sia durante l'escavazione della gola, sia in tutto il tempo trascorso da allora ad oggi. Questo fatto spiega anche come il riempimento delle gole con materiale detritico sia stato così limitato, in un tempo considerevolmente lungo;

3) posizione riparata rispetto alle falde detritiche di versante e sufficientemente elevata per non venire sommersa da alluvioni di fondovalle;

4) scarsa copertura morenica ⁽³⁾.

LE DUE GOLE DI PREMIA

Abbiamo visto che prima dell'ultima avanzata glaciale la barra rocciosa di Premia risultava già incisa. La contropendenza doveva essere già allora, almeno in buona parte, annullata. Se non che di gole ne esistono due: una orientale, percorsa dalla Toce; l'altra, occidentale, chiamata « forra di Balmafredda », priva di corso d'acqua ⁽⁴⁾. La sua forma a pareti verticali, la strettezza dell'intaglio (fig. 18), fanno subito pensare ad una gola d'erosione torrentizia, ad un vecchio passaggio della Toce attraverso la barra rocciosa.

⁽¹⁾ Tenderei a ridurre l'importanza dei torrenti glaciali che escono di sotto la fronte e percorrono il terreno già lasciato scoperto da questa. Per spiegare in tal modo l'Orrido di Uriezzo Nord-Est, bisognerebbe immaginare una lunghissima sosta della fronte glaciale proprio sull'orlo della parete Sud del Sasso di Premia.

⁽²⁾ Si veda nella figura 15 quanto poco questi piani influiscano sulle forme di dettaglio all'interno dell'« Orrido di Uriezzo Sud ».

⁽³⁾ Noto come nella maggior parte dei gradini di valle si verificano la prima e la terza condizione. La seconda non sempre si trova associata alle altre.

⁽⁴⁾ Il DE MAURIZI (124, p. 127) la dice « formata dal fiume Toce nell'ultimo periodo glaciale ».

D'altra parte la stessa uniformità delle pareti, e le sicure tracce di levigatura e arrotondamento, visibili soprattutto bene sul fianco destro, nella parete incombente del Sasso di Premia (fig. 20), testimoniano che anche il ghiacciaio poté insinuarsi in questa gola e parzialmente modellarla, testimoniano cioè che essa non è postglaciale.

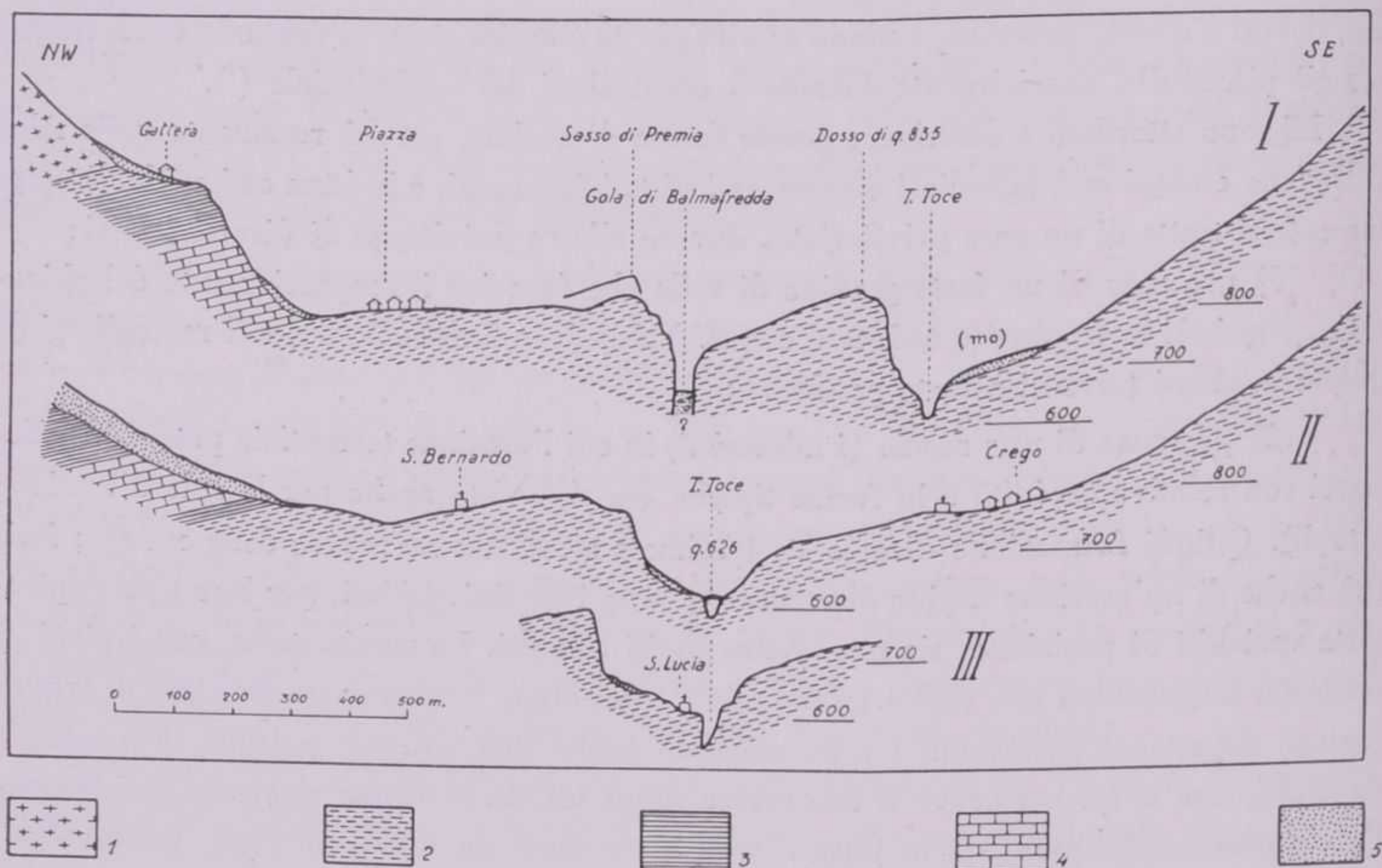


FIG. 16. - Profili trasversali delle gole della Toce tra Premia e Verampio, tracciati lungo le linee punteggiate indicate nella fig. 10.

Si distingue il solco d'incisione postglaciale (parte più stretta e profonda in cui scorre la Toce); le altre forme mostrano quasi ovunque tracce di elaborazione glaciale, compresa la gola di Balmafredda (cfr. figg. 19 e 20), vecchio passaggio della Toce, ora abbandonato. L'aspetto dei rilievi di fondovalle rivela notevoli influenze strutturali (G. B. CASTIGLIONI del.).

1 - Ortogneiss di Antigorio; 2 - Micascisti granatiferi di Baceno; 3 - Paragneiss granatiferi a calcite; 4 - Marmi calcareo-dolomitici; 5 - Terreni quaternari (mo = morenico).

Il fondo in roccia non si vede, ma allo sbocco nella gola della Toce, sembra che esso si possa raccordare con il fondo glaciale di quest'ultima.

L'esistenza di questo intaglio è ben evidente anche sulla carta al 25.000 dell'I.G.M., che è stata introdotta dal TREVISAN nella nuova edizione dell'*Atlante dei tipi geografici* di O. MARINELLI come esempio di fondo vallivo complesso (148, tav. 35).

Dalla presenza di una conoide alluvionale proveniente da Ovest, su cui sorge Premia, il TREVISAN ha anche supposto che lo spostamento della Toce dall'una all'altra gola fosse dovuto all'azione di sbarramento e di spinta verso Est, esercitata dalla conoide stessa. Però la semplice constatazione che le due gole non sono postglaciali, fa escludere senz'altro che della loro incisione sia responsabile una conoide alluvionale postglaciale; questa è inoltre poco potente e lascia in gran parte scoperta la gola di Balmafredda.

Le due gole esistevano: la conoide ha fatto sì che, delle due, la Toce abbia scelto oggi quella orientale.

La spiegazione dell'esistenza di due gole parallele sta probabilmente in un fenomeno epigenetico, o di sovraimposizione, come si verifica spesso nelle valli alpine. Il meccanismo è ben noto: di solito è una coltre di materiale morenico che maschera una gola nel fondo-valle, cosicchè il torrente in una fase successiva stabilisce il suo letto in un altro punto e



FIG. 17. - La barra di Premia, vista da Crego.

A sinistra il Sasso di Premia, nel centro il dosso di q. 835. A destra di quest'ultimo passa, fortemente incassata, la Toce. È evidente la gola asciutta di Balmafredda.

poi vi si approfondisce, intaccando la roccia *in situ*, in modo da formare una nuova gola accanto all'altra sepolta. Un esempio bellissimo e famoso è quello del Kirchet presso Meiringen, nella valle dell'Aar ⁽¹⁾, dove esistono non due, ma almeno quattro gole di questo genere l'una di fianco all'altra, più o meno riempite ancor oggi di materiale morenico.

Ciò che vi è di singolare nel caso di Premia, è che praticamente mancano i resti di quel riempimento di una delle due gole che avrebbe provocato l'incisione dell'altra, epigenetica.

Ma poichè si tratta certamente di un fenomeno avvenuto prima dell'ultima espansione glaciale, è facile pensare che questo materiale di riempimento, fosse esso morenico, o di frana, o alluvionale, sia stato asportato. Vediamo comunque che, già prima dell'ultimo avanzamento glaciale, l'incisione della soglia da parte della Toce non era stata un fenomeno unico e semplice, ma un fatto di epigenesi era intervenuto a complicarne lo sviluppo.

⁽¹⁾ Cfr. LUGEON (141); ROVERETO (155, p. 423); MÜLLER (150). L'ONDE (152 bis) attribuisce però maggiore importanza alle acque subglaciali nell'incisione delle gole.

Fenomeni epigenetici di questo genere sono diffusissimi nelle Alpi, e molti sono ben noti. Oltre a quelli svizzeri illustrati dal LUGEON, altri casi sono stati segnalati da PENCK e BRÜCKNER (153, I, pp. 329, 470), dal KLEBELSBERG (131) ecc.; ancora nella Svizzera dal CADISCH (110), dal GYGAX (128); il BUXTORF ha illustrato la bellissima gola del Reno Posteriore lungo la «Via Mala» (108) con resti di incisioni sepolte. Ultimamente da Giuliantonio VENZO è stato studiato un bell'esempio nel Trentino (169), e dal DECIMA un fenomeno analogo in Alto Adige (120).

Meno probabile è che la forra di Balmafredda sia dovuta unicamente ad un torrente subglaciale. Abbiamo visto, è vero, che questi sono in grado di scavare gole profonde, ma non è verosimile che possano segare da parte a parte un rilievo roccioso, quando già esiste un altro passaggio.

Non si può sapere quale delle due gole sia la più antica; si può solo notare che quella di Balmafredda, ora abbandonata, presenta caratteri di maggior freschezza; l'altra è piuttosto un vallone, a sezione asimmetrica.

Ci si può anche domandare *quando* sono avvenuti questi fenomeni di incisione. Da quanto ho esposto circa i depositi quaternari, si ricava con buona probabilità che il ghiacciaio che per ultimo percorse questo tratto di Val Antigorio, arrivò con la sua fronte a Crodo, da dove poi si ritirò definitivamente ⁽¹⁾. Da allora in poi si sono verificati i fenomeni che ho chiamato postglaciali; tutte le forme che invece portano tracce di elaborazione glaciale risalgono a periodi precedenti, in cui poterono di volta in volta esercitarsi azioni di erosione normale, o glaciale e subglaciale, a seconda dei casi, secondo cioè le dimensioni della lingua del ghiacciaio che, con le sue oscillazioni positive o negative, ora si ritirava a monte di Premia, ora si allungava più a valle.

Non è possibile ricostruire tutte queste fasi: nel Postwürmiano abbiamo potuto riconoscere due momenti di massimo avanzamento, ma non conosciamo il numero e la durata dei periodi in cui il ghiacciaio era relativamente ridotto.

Possiamo soltanto supporre che i fenomeni di incisione descritti finora vadano attribuiti a quell'epoca, posteriore alla grande glaciazione würmiana, che vide le valli alpine percorse da ghiacciai di dimensioni ridotte, piuttosto effimeri, che più volte si ritirarono considerevolmente, lasciando campo libero all'erosione torrentizia: cioè quei fenomeni cadrebbero, almeno in buona parte, nell'intervallo di tempo che va dalla fine del Würmiano alla fine delle maggiori espansioni del Tardiglaciale. Ciò si deduce dalla scarsa intensità dell'erosione glaciale, che in fondo non fu capace di alterare profondamente i lineamenti delle gole torrentizie preesistenti.

Non sembra arbitrario attribuire invece il modellamento delle grandi forme vallive, come la doccia, il gradino, le forti contropendenze — su cui si impostò successivamente quell'erosione torrentizia — in gran parte all'opera di un ghiacciaio di maggiori dimensioni e più duraturo, quale si potè avere solo con le grandi glaciazioni. Una distinzione netta fra azioni glaciali würmiane e postwürmiane non è però possibile, come si dirà più avanti.

RICOSTRUZIONE DELL'ANTICO FONDOVALLE SUGLI 800 METRI

Si distinguono nella zona di Premia diversi lembi di superficie spianate attorno agli 800 metri d'altezza, che si possono collegare fra loro per immaginare un vecchio fondo vallivo a quell'altezza (cfr. figg. 10 e 16). Ciò ha fatto il DAINELLI, che ha riunito in un antico livello anche alcuni terrazzi orografici posti più a valle (alle spalle di Crodo) e lunghi tratti dei fondovalle attuali, di Val Antigorio a monte di Premia, e di Val Dévero a monte di Baceno (117, p. 46).

⁽¹⁾ Forse con un ultimo momento di arresto proprio all'imbocco delle due gole, come dimostrerebbe la morena addossata al roccione di quota 835 (v. pag. 33).

Il lembo maggiore di questa superficie si estende sulla destra, in un ampio terrazzo su cui trovano posto le piccole frazioni del Comune di Premia: Piazza, Rozzaro e Pioda. E' in sostanza la parte meglio conservata della barra rocciosa di Premia di cui si è parlato finora, caratterizzata da una netta contropendenza sul lato a monte — ciò che è stato spiegato con l'intensa elaborazione glaciale — e dalla presenza dell'orlo rialzato, cul-



FIG. 18. - La forra di Balmafredda, vecchio passaggio della Toce, vista da monte verso valle.
Il fondo è alluvionale.

minante nel Sasso di Premia (m 851); anzi questo rialzo sporgente delimita sulla destra un avvallamento secondario (passante per Piazza e Rozzaro), che può far pensare ad una vecchia linea di valle spostata su quel lato ⁽¹⁾.

Altri lembi sono rappresentati dalla sommità del dossone di quota 835 e dal bel terrazzo intagliato nei micascisti su cui sorge Crego (versante sinistro, quota 780-800). In continuazione di questo, si osserva sul fianco della valle una larga zona a pendenza moderata, sparsa di fienili, che complessivamente va innalzandosi verso valle (Crego m 800, fienili sotto Boscheccio m 869, fienili sotto Chioso m 963, Arvenolo m 960-980). Il contrasto fra queste forme e la ripida parete sottostante, che sovrasta Verampio, fa pensare a un vecchio fianco vallivo, collegabile con un fondovalle più elevato dell'attuale (figg. 3 e 12).

Verso Sud il terrazzo del Sasso di Premia si continua nella balconata che separa la conca di Uriezzo da quella di Baceno, e che si mantiene sui 750-700 metri, coperta da una spessa coltre di morenico (frazione Cresta, quota 784).

Anche la conca di Baceno viene attribuita dal DAINELLI a questo livello, ma qui è necessario ammettere un'escavazione glaciale molto intensa da parte del ghiacciaio della

⁽¹⁾ Il TREVISAN parla infatti di tre solchi affiancati in questo tratto di fondovalle (gli altri due sono il solco della Toce e la forra di Balmafredda); 148, tav. 35).

Val Dévero, perchè il fondo della conca si trova a circa 600 metri. A questa si allaccia il terrazzo in roccia di Cravegna (m 800 circa) sul fianco destro di Val Antigorio dopo la confluenza, nettamente in contropendenza nel primo tratto, attorno a Crino, dove sono diffuse forme d'erosione glaciale particolarmente vistose, come superficie lisce e arrotondate, rocce montonate, ecc. ⁽¹⁾



FIG. 19. - La parete orientale del Sasso di Premia, allo sbocco della forra di Balmafredda (probabilmente lungo una frattura nella massa di micascisti).

Il DAINELLI ritiene che il fondovalle si sia stabilito a questo livello in un ciclo d'erosione fluviale svoltosi durante un periodo interglaciale; un nuovo ciclo, iniziatosi nell'interglaciale successivo in seguito a sollevamento della massa montuosa, avrebbe provocato la distruzione (salvo alcuni lembi di terrazzi residui) del fondovalle preesistente, mediante l'incisione di un solco più profondo, che per erosione retrograda si sarebbe allungato verso la sorgente, giungendo però soltanto fino a Verampio. A monte di questo punto il vecchio fondo vallivo sarebbe stato rispettato, e si sarebbe così stabilito il gradino nel

⁽¹⁾ I terrazzi di Mozzio e Viceno, direttamente alle spalle di Crodo, non si possono prendere in considerazione, perchè costituiti interamente, a quanto si può vedere, da materiale morenico.

profilo longitudinale, per erosione puramente fluviale. Esso dovette essere naturalmente accentuato e intensamente trasformato dall'azione glaciale.

In via di ipotesi il DAINELLI ha anche tentato una datazione dei vari livelli così formati. Il fondovalle più basso si sarebbe stabilito nell'ultimo interglaciale, perchè appare intensamente elaborato dall'azione glaciale (dell'ultima glaciazione, la würmiana). Il gra-

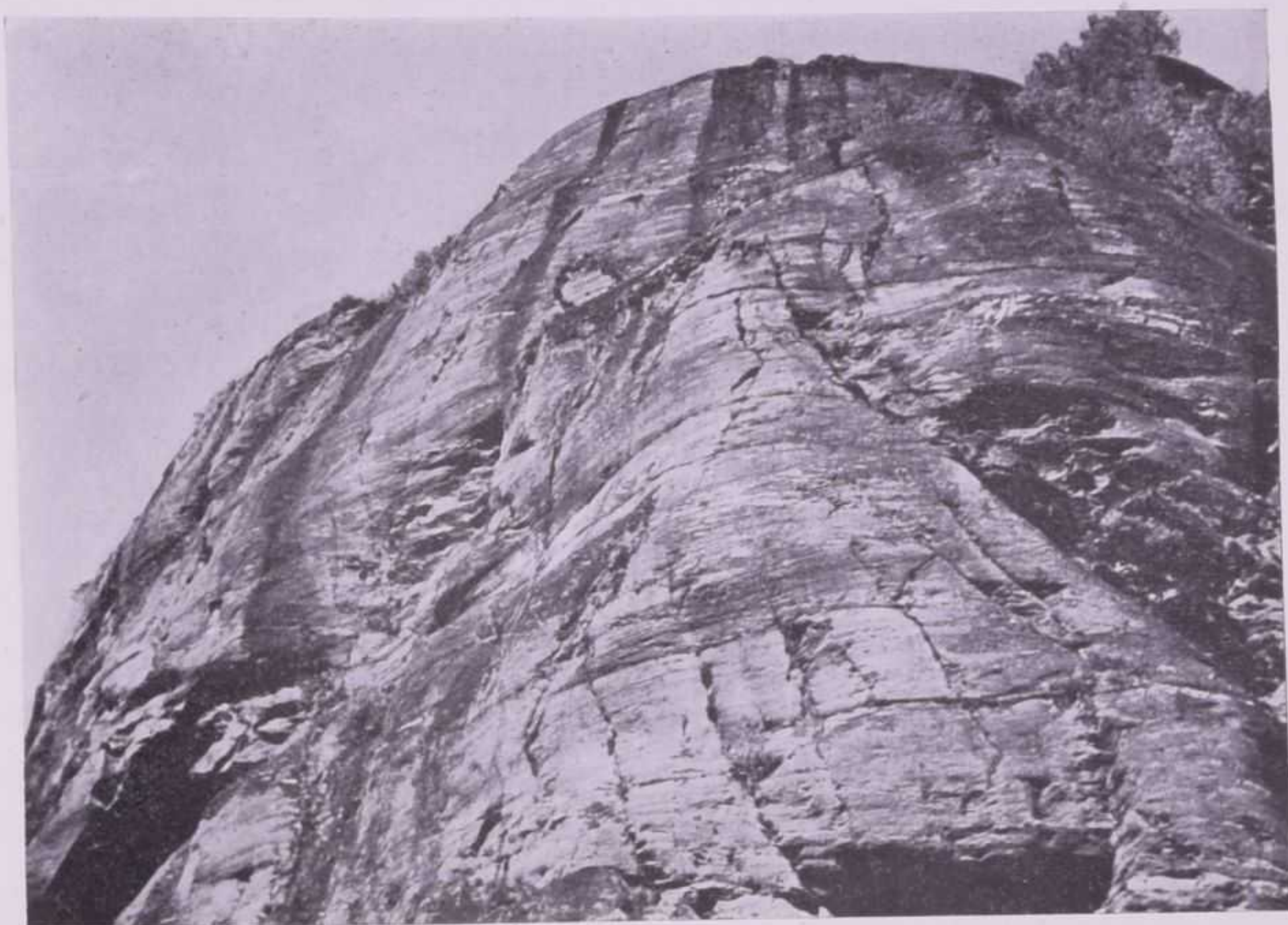


FIG. 20. - Il fianco occidentale della forra di Balmafredda, visto dal basso verso l'alto (micascisti). Sono molto evidenti le forme arrotondate e levigate dal ghiacciaio in questa parete (parete orientale del Sasso di Premia; si unisce con la fig. precedente).

dino di Premia dovette anch'esso essersi stabilito nell'ultimo interglaciale, essere poi accentuato per opera del ghiacciaio würmiano, e infine inciso nel postglaciale. Il livello sugli 800 metri dovrebbe invece risalire al penultimo interglaciale.

Alcune obiezioni a questo modo di vedere saranno esposte nelle pagine seguenti.

GLI AGENTI ESOGENI E L'INFLUENZA DELLE ROCCE SULLA MORFOLOGIA

Già in più occasioni ho accennato all'influenza delle varie rocce sulla morfologia. Riassumerò ora le caratteristiche principali, tenendo distinti i diversi agenti dell'erosione.

Nei confronti dell'erosione torrentizia, si è detto come nell'insieme i micascisti offrano una resistenza relativamente minore che l'ortogneiss di Verampio, in quanto i primi si lasciano intaccare assai profondamente dall'erosione lineare e vorticoso dell'acqua, producendo forme tipiche, che si conservano piuttosto a lungo; il secondo invece sembra opporre maggior resistenza, e dar luogo a forme di erosione meno tipiche e regolari, influenzate principalmente dall'andamento delle litoclasti.

Nei micascisti pare che i piani di scistosità siano poco determinanti, anche per la loro giacitura poco discosta dall'orizzontale. Naturalmente le intercalazioni più compatte, come lenti di quarzo o di scisti anfibolici, restano in rilievo, interrompendo la regolarità delle cavità prodotte dall'eversione.

L'ortogneiss di Antigorio non è attraversato oggi in nessun punto dai due torrenti principali nella zona esaminata; ma, anche in base a quanto ho potuto osservare in altri luoghi, si può supporre un comportamento analogo all'ortogneiss di Verampio.

Anche la formazione calcarea, in Val Antigorio non affiora mai sul letto della Toce. Il Dévero invece vi scorre sopra per una certa lunghezza a valle di Croveo. Esso ha formato delle belle gole profonde, con salti ripetuti e anche vere e proprie cascate, e piccoli laghetti al di sotto di queste (Cúggine); non saprei dire se l'erosione vi sia più o meno rapida che nei micascisti: osservazioni quantitative sono difficili in questi casi. Le forme che ne risultano mostrano comunque una spiccata influenza della stratificazione.

Nei riguardi dei vari agenti che modellano attualmente i versanti, c'è da osservare anzitutto la notevole stabilità dei versanti stessi e quindi la lentezza della loro modificazione. Non si può mai parlare certamente di erosione accelerata nelle rocce in posto, salvo forse in qualche caso limitato di intensa fratturazione e milonitizzazione della roccia per disturbi tettonici tardivi, come quello osservato nel bacino del Torrente Alfenza (v. pag. 34). I versanti delle valli, ove non siano coperti da depositi morenici, mostrano ancora in buona parte inalterate le forme che possedevano quando si ritirarono i ghiacciai. Le modificazioni che si sono avute da allora sulle rocce in posto, riguardano sostanzialmente i seguenti tipi di fenomeni: 1) erosione incanalata lungo i piccoli corsi d'acqua affluenti; 2) disfacimento superficiale e dilavamento; 3) caduta di frane.

Fenomeni del primo tipo sono largamente diffusi, e la loro intensità dipende naturalmente innanzitutto dall'importanza dei corsi d'acqua, molti dei quali possiedono nelle parti elevate bacini abbastanza ampi, rappresentati da valli di antica origine, ben sviluppate, modificate in parte anche dall'azione di ghiacciaietti locali.

Sulle modalità di questi fenomeni d'erosione si è già parlato nelle pagine precedenti a proposito dei torrenti maggiori; degli affluenti, va ricordata la bella, profonda incisione del Rio Antolina, là dove esso esce in Val Antigorio attraverso la formazione dei micascisti, dopo aver seguito, in valle monoclinale, la formazione triassica, facilmente erodibile e molto assottigliata. Dei vari minori corsi d'acqua, alcuni sboccano bruscamente sul fianco della doccia glaciale della valle principale: qui è possibile qualche volta valutare l'entità dell'incisione dovuta a questi torrentelli laterali o anche ai piccoli rivoli temporanei: essa si è manifestata, tanto nei micascisti come nello gneiss di Antigorio, quasi esclusivamente là dove la roccia offriva punti di minor resistenza, cioè lungo le linee di fratturazione percorrenti il versante dall'alto al basso, in cui si sono scavati dei solchi più o meno profondi. Quando invece i corsi d'acqua son venuti a scivolare direttamente sulle pareti assai ripide e unite del fianco della doccia, levigate dal ghiacciaio, non si è avuta praticamente nessuna azione erosiva postglaciale (v. cascata del Rio d'Alba e anche quella del Rio di Agaro, affluente di Val Dévero, fig. 24).

La presenza di fratture nella roccia è dunque un fattore importante; tipici i canali che solcano i fianchi della Valle Antigorio, perpendicolarmente all'asse vallivo, situati appunto in corrispondenza a quei piani di fratturazione diretti da NW a SE, cui si è accen-

nato a pag. 29. Tipico anche un canalone, con andamento diagonale rispetto al versante, sul fianco sinistro della Val Dévero, alle spalle di Croveo, scendente dalle case di Suzzo-Alto (m. 1667) a quota 1193, presso Mollio Basso.



FIG. 21. - La barra di Premia, vista dal lato a monte.

Si vede una parte della conoide alluvionale che ha sbarrato il passaggio al centro. La Toce scorre nel passaggio di sinistra.

Si noti l'asimmetria dei rilievi di fondovalle. A sinistra è visibile in parte il terrazzo di Crego, aggirato dal canale di derivazione della centrale idroelettrica omonima.

Il disfacimento meteorico è stato or più, or meno intenso; spesso la roccia in posto mostra ancora freschissime le forme lasciate dalla glaciazione, sia che si tratti di ortogneiss, sia di micascisti. Invece nella formazione calcareo-dolomitica non ricordo di aver mai visto resti di levigature glaciali ben conservate: su queste rocce il disfacimento ha avuto una certa presa, seguendo i piani di stratificazione e quelli di fratturazione, dove questa è relativamente minuta, essendo facilitato tale processo dall'azione solvente dell'acqua sulle rocce carbonatate, azione che risente fortemente del variare della composizione della roccia da punto a punto, da strato a strato. Salvo che per questa azione solvente, il comportamento dei paragneiss granatiferi a calcite di fronte agli agenti meteorici è simile a quello dei marmi cui sono associati, e analoghe sono le forme che ne risultano. Ma non mancano anche nei marmi calcareo-dolomitici esempi di pareti massicce, su cui l'opera svolta dalla disgregazione meteorica appare modestissima; nè d'altra parte mancano esempi di rapido disfacimento, ove la roccia è intensamente fratturata (zona del Torrente Alfenza), o resa polverulenta, specialmente nei punti di maggiore assottigliamento tettonico della formazione (Rio Antolina).

Un tipo di fenomeni cui va attribuita una notevole importanza nella modificazione del rilievo è quella delle frane. A proposito dei terreni del Quaternario ho accennato alle

frane più importanti legate a condizioni di più intensa fratturazione delle rocce (pag. 34). Credo però che piccole frane siano cadute in altri punti, anche perchè molte delle zone indicate sulla carta geologica come depositi detritici, possono rappresentare accumuli di vere antiche frane, oggi non più distinguibili, oltre che di materiale caduto dal versante per il normale e costante disfacimento. La presenza poi sul fondo di queste valli, al di fuori del tratto qui studiato, di frequenti accumuli di massi anche molto grossi ⁽¹⁾, specialmente nei punti più stretti, dove la valle ha i fianchi più erti costituiti dall'ortogneiss di Antigorio, indica che un po' dovunque dalle pareti si sono staccate e possono staccarsi porzioni più o meno rilevanti di roccia. Certe volte può trattarsi di frane di una certa importanza; di una, postglaciale, caduta una decina di chilometri a monte di Premia, ebbi ad occuparmi in una breve nota (113); un'altra, dagli effetti disastrosi, colpì pochi anni fa la Val Divedro (170). E tante altre sono ben note, nelle vicine valli ossolane e ticinesi.

Questi fenomeni devono avere dunque una certa importanza, specialmente — ma non soltanto — in quelle parti inferiori e più ripide dei versanti, corrispondenti ai fianchi della doccia glaciale più profonda. Ciò interessa rilevare in questo paragrafo, perchè le forme che ne risultano sui fianchi vallivi risentono naturalmente del modo e dell'intensità che il fenomeno assume in relazione con le diverse rocce, e del modo di fratturarsi di queste.

Nell'ortogneiss di Antigorio è caratteristica la presenza di diversi sistemi di litoclasti, di cui uno, il principale, è all'incirca parallelo ai piani di scistosità della roccia e la suddivide in diverse bancate, il cui andamento ripete l'inarcamento a volta della grande unità tettonica; e due altri sono più o meno perpendicolari rispetto alla scistosità e fra loro, in modo da determinare l'isolamento di grandi blocchi di roccia di forma all'incirca parallelepipedica. Dal distacco di questi rimangono sulle pareti nicchie, cornici, spigoli che spesso accompagnano l'andamento delle bancate parallele alla scistosità. Così si può dire che la giacitura di questa si trova rispecchiata nella morfologia, in modo analogo a quanto avviene per i piani di stratificazione nelle rocce sedimentarie.

Minore regolarità sembrano presentare i sistemi di frattura nella formazione gneissica di Verampio, di carattere ancor più massiccio.

Anche nei micascisti si verifica il fenomeno delle frane; le sue modalità non sembrano risentire molto della tessitura scistosa della roccia, che raramente determina scivolamenti o distacchi, anche per l'inclinazione generalmente scarsa; sono invece anche qui i piani di fratturazione della roccia che divengono superficie di distacco, ed hanno giacitura varia, da subverticale a poco inclinata, qualche volta anche coincidono con superficie di scistosità; spesso si intersecano secondo angoli piuttosto piccoli, ciò che provoca il crollo di massi a forma di scaglie di sezione triangolare. Il materiale minuto è relativamente scarso in confronto col materiale di grosse dimensioni, e ciò sta in rapporto con la distanza notevole che intercorre — in media — tra frattura e frattura; le quali a loro volta sono di solito piuttosto importanti e talora si possono seguire per lunghi tratti.

Da tutto ciò risulta la stretta dipendenza dell'andamento delle pareti in micascisto da quello delle fratture. Ove queste mancano o non sono disposte in modo da determinare crolli, la roccia mostra notevole stabilità, anche in pareti verticali o strapiombanti.

⁽¹⁾ Per esempio a Rencio, al Passo in Valle Antigorio (DAINELLI, 117, p. 48) e in Val Devero.

Nei riguardi dell'erosione glaciale, una difficoltà è data dalla nostra scarsa conoscenza delle forme di partenza, su cui essa potè esplicarsi, ed è bene quindi evitare di fondarsi troppo sulle ipotesi. Dall'osservazione delle superficie levigate, dei dossi mammellonati, ecc., si constata la capacità che ebbe l'esarazione di arrotondare e uniformare versanti e pareti, eliminandone le irregolarità, e insieme la capacità di compiere una maggiore erosione nei punti di minore resistenza (ad esempio lungo zone di fratturazione e di milonisi), mettendo così in rilievo — sia pure entro certi limiti, data la contemporanea azione di arrotondamento delle sporgenze — le parti più compatte. Anche all'esarazione glaciale si può quindi attribuire la capacità di elaborare sporgenze e rientranze nelle diverse rocce, in relazione con le proprietà di queste; certi terrazzini e cornici, coincidenti con le superficie delle bancate di ortogneiss di Antigorio, possono essere stati determinati direttamente dall'erosione glaciale, e così molti dettagli nelle forme dei micascisti. Anche l'asimmetria dei rilievi di fondovalle della zona di Premia, penso sia stata prodotta in buona parte dall'azione glaciale, influenzata dalla scistosità della roccia e dalle condizioni di giacitura (pag. 41).

Pur restando notevoli incertezze sugli agenti esterni cui sono dovute le varie forme d'erosione, dobbiamo ugualmente cercare eventuali relazioni tra queste e la costituzione litologica. Così, osservando i versanti della Valle Antigorio nella zona di Premia, si notano i seguenti fatti: sul fianco destro un lungo terrazzo in contropendenza, coperto di detriti, cinge la base della formazione dell'ortogneiss di Antigorio, scavato lungo le rocce laminate del fianco inverso della piega coricata (Madonna dell'Oro m 965, Pianez m 1023, Tiò m 1023, Gattera m 1028); l'alta scarpata sottostante è formata dai paragneiss granatiferi a calcite e dai marmi calcareo-dolomitici; un altro terrazzo, parzialmente in contropendenza, corre al limite tra la formazione calcareo-dolomitica e i micascisti sottostanti (Piedilago m 720 circa, Altoggio m 809, Rodis-Piazza m 803, Rozzaro m 779, Pioda m 767); di esso si è parlato come di un resto del vecchio fondovalle sugli 800 metri. Sul versante sinistro si osserva un terrazzo in fortissima contropendenza a Nord, poi regolarmente arcuato fino ad assumere posizione orizzontale, sempre sotto al limite inferiore dell'ortogneiss di Antigorio, coincidente cioè con la formazione calcarea (qui assai sottile) e con il lembo superiore dei micascisti (Diogna q. 1000-1200, Bèe q. 1200-1300, Aleccio q. 1400-1441, La Pivana q. 1400-1551, Piana di Aleccio q. 1400-1500).

I terrazzi ora descritti hanno evidentemente un'origine selettiva, in buona parte per erosione glaciale, facilitata dalla più spinta laminazione delle rocce al contatto fra formazioni diverse, o anche delle rocce di queste stesse formazioni, quando sono molto assottigliate per fenomeni tettonici (cfr. quanto si è detto a p. 29).

Lo stesso allargamento che la valle presenta da Piedilago in giù, sta certamente in rapporto con la venuta a giorno delle varie rocce della sinclinale di Baceno al di sotto dell'ortogneiss di Antigorio, perchè quelle si possono ritenere in complesso più erodibili di questo, ma specialmente per la presenza fra esse di alcuni livelli in cui l'erosione è particolarmente facilitata.

Questo argomento sarà ripreso a pagina 62.

LA BASSA VAL DEVERO

LE GOLE DI BACENO

L'ultimo gradino della Val Dévero è quello che separa la conca di Baceno dal piano di Verampio; il dislivello apparente è di circa 90 metri, e il Torrente Dévero ne discende percorrendo una forra selvaggia lunga circa un chilometro; il fondo è ingombro di grandi blocchi tra i quali il torrente si apre la strada a fatica. Il primo breve tratto, diretto da Nord a Sud, è molto stretto, tanto che difficilmente si riesce a vedere, dall'alto o dal basso, o dal ponte soprastante (Ponte Silogno), la cascata che fa il Dévero, precipitando dentro (Tav. II, fig. 1); ma il fragore è impressionante. Il tratto inferiore invece, che ha direzione NW-SE, è molto più largo e mostra sulle pareti tracce sicure di crolli recenti; un esame delle masse rocciose circostanti permette subito di riconoscere che i micascisti moderatamente inclinati a Nord-Ovest, presentano numerosi piani di frattura subverticali o variamente inclinati, con direzione pure NW-SE. Così si spiega come l'allargamento della gola sia enormemente facilitato nel tratto parallelo a questa direzione, e come invece nell'altro segmento orientato diversamente, la roccia mantenga intatte tutte le forme impresse dall'erosione, e la gola si possa approfondire ed allungare verso monte senza allargarsi ⁽¹⁾.

Indizi sull'entità dell'arretramento della cascata e dell'abbassamento della soglia rocciosa nel postglaciale si possono ricavare dall'altezza dei terrazzi alluvionali nella conca di Baceno; è infatti assai probabile che i terrazzi del livello più alto si siano formati in un'epoca poco posteriore al ritiro definitivo del ghiacciaio di Dévero; la loro altezza era evidentemente regolata dalla posizione del punto più basso della soglia rocciosa in quel momento: si ricava così un arretramento di circa 80 metri con abbassamento della soglia di una decina di metri. Si vede qui molto bene come non si verifichi solo uno scalzamento dal basso ad opera della cascata, ma anche un'incisione in profondità nella roccia subito a monte del salto.

La bella chiesa parrocchiale di Baceno è costruita su uno sperone roccioso sporgente sulla spalla sinistra della gola; nella parete orientale del roccione sono ben visibili delle grandi nicchie, che sembrano dovute ad erosione vorticoso delle acque; se si scende un po' si vede che una valletta prativa conduce in un solco con alcune grandi marmitte, piene di terra e di blocchi; di qui un bellissimo canale a marmitta, molto ripido e stretto, porta direttamente verso il fondo della gola del Dévero, intagliandone la parete sinistra (v. fig. 22, e Tav. II, figg. 2 e 3).

Si ricostruisce così un vecchio passaggio torrentizio, ora abbandonato, in posizione laterale rispetto a quello attuale. La bellezza del tratto inferiore, dove un'antica cascata

⁽¹⁾ Un caso perfettamente analogo si verifica nella gola dell'Aar, presso Meiringen, Svizzera; come ha dimostrato il MÜLLER, e come si vede nella tav. III unita al lavoro (150), lungo la gola si alternano tratti rettilinei larghi, con pareti diritte, e tratti strettissimi (fino ad un metro!) tortuosi, con le pareti tutte modellate a marmitta. I primi sono paralleli alla direzione dei principali sistemi di fratture nella roccia calcarea, i secondi sono invece trasversali.

L'ONDE (152 bis, pp. 25-26) insiste sull'elaborazione glaciale dei tratti larghi, mentre quelli stretti risulterebbero dalla sola erosione torrentizia; ma ciò è solo una conseguenza di una primitiva differenza di larghezza dei vari tratti, determinata da ragioni strutturali.

ha scavato nella roccia grandiose cavità, ora seminascode tra le rupi e il denso fogliame, non cede al confronto con l'orrido di Urieggio.

Dalla piantina di fig. 22 si vede come anche questo solco si sia modificato e allargato per crollo delle pareti nel tratto diretto da NW e SE, e cioè parallelamente alle fratture predominanti, e si sia invece conservato bene nell'ultimo tratto, trasversale.

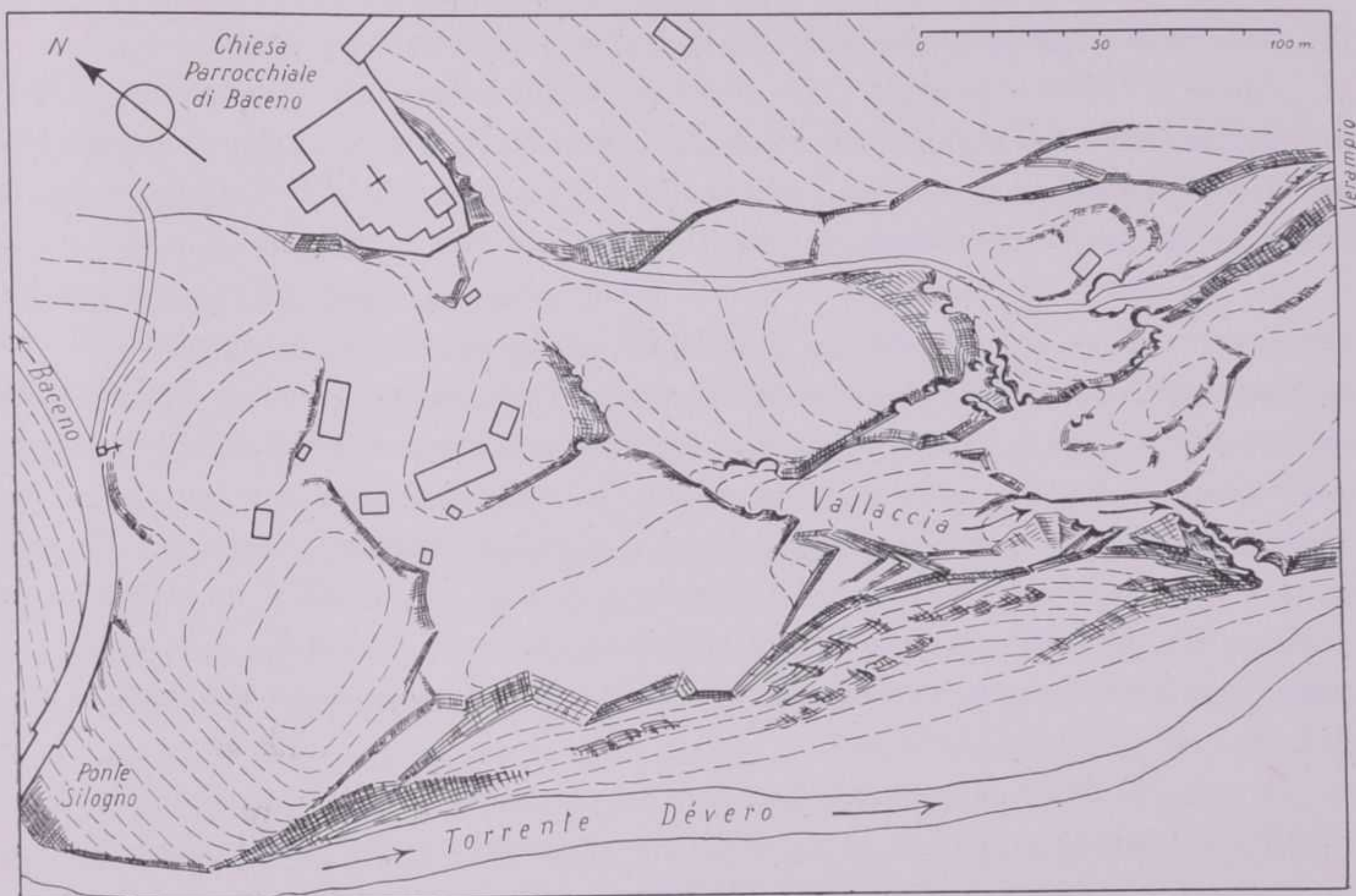


FIG. 22. - Schizzo topografico della zona retrostante alla Chiesa Parrocchiale di Baceno.

Rilievo speditivo eseguito sulla base delle mappe catastali. Le curve di livello (a trattini) sono puramente dimostrative (disegno di G. B. CASTIGLIONI).

Esso viene chiamato localmente *la Vallaccia*. Sulla sua origine si ha un accenno del DE STEFANI, che lo dice scavato dal Dévero nel postglaciale (30, p. 426). Io ritengo che esso non possa essere stato scavato dopo il ritiro dell'ultimo ghiacciaio stadiale della Val Dévero che arrivò fin qui, perchè i terrazzi alluvionali più antichi della conca di Baceno inclinano regolarmente verso l'attuale sbocco, indicando quale fu la direzione del deflusso delle acque nel postglaciale. Nè d'altra parte si capirebbe quale fenomeno avrebbe potuto causare uno spostamento del corso d'acqua.

Esaminando le condizioni del luogo, non posso escludere che si sia in presenza di un vecchio alveo del Dévero precedente all'ultima avanzata glaciale, e in tal caso lo spostamento del torrente nella posizione attuale potrebbe essere dovuto a un fatto di epigenia (seppellimento del precedente passaggio sotto materiale morenico) o ad un abbassamento della soglia rocciosa per erosione glaciale, in posizione laterale rispetto al vecchio passaggio torrentizio.

La forte copertura di detrito impedisce non solo di conoscere la profondità del solco ad Est della Chiesa, ma anche di vedere come esso cominci, se cioè esso veramente si continui verso monte per un certo tratto, ricollegandosi con il letto del Dévero.

Ma cercando nei dintorni, o anche soltanto percorrendo la mulattiera che porta a Verampio, si nota anche qui l'abbondanza di marmitte glaciali, e anche la presenza di piccoli solchi torrentizi che si originano da esse (fig. 22). Notevole è una marmitta sub-circolare, proprio attraversata nel mezzo dalla mulattiera, del diametro di 10 metri, completamente piena di detrito (v. pag. 68).

Anche qui siamo senza dubbio in un punto particolarmente favorevole per la raccolta sul fondo delle acque subglaciali, come nella vicina zona di Uriezzo.

Anche la *Vallaccia* potrebbe avere allora un'origine subglaciale. Ritengo questa ipotesi più probabile dell'altra perchè nel primo caso difficilmente si sarebbero conservate, con la freschezza che oggi vediamo, le forme di erosione torrentizia dell'ultimo tratto, se di là fosse passato un ghiacciaio, sia pure la lingua sottile di un ghiacciaio stadiale.

Ho poi motivo di credere che la cascata di cui vediamo le tracce precipitasse lateralmente a un vallone già formato. La gola del Dévero infatti esisteva già durante l'ultima invasione glaciale, era stata cioè scavata dal torrente in precedenza, come è dimostrato da notevoli resti di superficie levigate sui suoi fianchi, che permettono di ricostruire una gola interstadiale profonda e lunga quasi come l'attuale. Successivamente si è avuto solo l'allargamento del solco, per erosione glaciale e per effetto di crolli dalle pareti; e l'allungamento verso monte nella forra sotto il Ponte Silogno, di cui ho già detto. Ricordando quanto si era visto nel caso della Toce, si può concludere che *l'incisione delle soglie dei gradini è avvenuta, per la massima parte, già prima dell'ultima avanzata dei ghiacciai stadiali.*

La gola del Dévero è impostata lungo un'importante zona di fratturazione con direzione da Nord-Ovest a Sud-Est, che visibilmente si continua anche nell'ortogneiss di Verampio presso lo sbocco. La stessa zona di disturbo potrebbe aver favorito l'ultraescavazione alla confluenza presso Verampio, e forse, se si dimostrasse la sua continuazione verso monte, potrebbe aver determinato anche la direzione della Val Dévero a valle di Goglio.

LA ZONA DI CROVEO

Non si può stabilire un vero parallelismo fra il gradino di Valle Antigorio e quello di Val Dévero (fig. 11). La conca di Baceno è, come si è visto, molto bassa, e al di sopra si manifesta un altro salto nel fondovalle. Una nuova barra rocciosa separa la conca di Baceno (620-650 m) da quella di Croveo (750-830 m). Essa corrisponde all'affiorare della formazione calcareo-dolomitica, che in questa zona ha potenza notevole, sormontata da micascisti e paragneiss granatiferi talora con anfibolo e cianite (v. pag. 15). La barra appare ora suddivisa in alcuni dossi: nel mezzo il Dévero ha scavato un passaggio (stretta di Cùggine) e vi forma delle belle cascate (v. pag. 54). Ma nella zona di Croveo manca un vero e proprio bacino alluvionale; il torrente scorre quasi sempre sui micascisti, con notevole pendenza, e vi forma ripetuti salti, scavando belle forme d'erosione, tra cui degne di menzione sono le « caldaie di Croveo » (cfr. DE MAURIZI, 124, p. 105) (tav. II, fig. 4).

Vi sono tracce di spostamenti di alveo: dossi rocciosi isolati posti sulla sinistra subito sotto il paese, fanno pensare a un vecchio passaggio del torrente nella depressione dove ora

corre la strada. Anche la barra rocciosa calcarea presenta un intaglio sulla destra, presso la quota 801 a Nord di Graglia, che potrebbe rappresentare un vecchio solco del Rio Ghéndola, affluente di destra; ma più probabilmente corrisponde a una frattura, forse in continuazione con la zona di disturbo osservata più a valle.

I GRADINI ALLA CONFLUENZA TOCE-DEVERO: CONCLUSIONI

I vivaci contrasti che da molto tempo sono accesi tra le diverse teorie riguardanti la morfologia delle valli alpine, specie sul problema dell'importanza da assegnare all'erosione glaciale, hanno giovato indubbiamente a fornire sempre nuovi punti di vista e a far approfondire lo studio dei casi concreti.

La questione non può dirsi chiusa, ma ormai il campo della discussione si è notevolmente ridotto. E' infatti generalmente accettata l'idea che nell'escavazione delle valli la parte maggiore spetti all'erosione normale pre- ed interglaciale; il contrasto permane per quanto riguarda la parte più profonda delle valli, la cui escavazione cade nel Pleistocene, e specialmente per i gradini, in quanto gli uni tendono a vedere in essi prevalentemente l'opera dell'erosione fluviale, regolata da fenomeni tettonici di sollevamento che hanno impedito ad essa di svilupparsi con continuità, gli altri pongono l'accento sull'erosione glaciale, che si è dimostrata molto importante nel caso di certi bacini scavati in contropendenza. La causa di tali divergenze sta senza dubbio nella reale complicazione dei fenomeni che si svolsero nel corso dei periodi glaciali ed interglaciali, oggi ben difficili, talora impossibili da decifrare nelle forme del suolo. Ma non è inutile analizzare i dati di osservazione per ricavarne almeno degli indizi.

Per i gradini non sembra si possa cercare una spiegazione unica, valida per tutti i casi; ad esempio, se per alcuni di essi si ritiene infondata l'origine glaciale, ciò non obbliga a respingere questa spiegazione in qualunque caso. In altre parole, esistono nelle valli alpine gradini di origine molto varia; oppure cause diverse possono associarsi nel determinare un gradino. E' quindi necessario uno studio caso per caso ⁽¹⁾.

Esso non può però prescindere da un'esatta conoscenza delle condizioni dell'intera vallata in cui il gradino si trova, o meglio dell'intero bacino cui la valle appartiene. Per questa ragione nel presente lavoro non è possibile giungere ad un risultato definitivo, data la limitatezza della zona studiata: verranno ricercate solo quelle spiegazioni o quegli elementi che possono emergere dallo studio locale, senza escluderne altri.

Per esempio, nulla di sicuro può essere detto in questa sede in merito alle spiegazioni che abbisognano di una visione più larga, come sarebbe la teoria della migrazione dei gradini fluviali, che è stata applicata alla valle superiore della Toce dal DAINELLI, e sostenuta da diversi morfologi, ma che non è esente da gravi difficoltà (GERBER, 127, 127 bis; cfr. G. B. CASTIGLIONI, 114).

⁽¹⁾ Il lavoro dell'ANNAHEIM sulle Alpi Ticinesi può essere portato come esempio di tale indirizzo (99).

Ritornando a quanto ho premesso a pag. 36, risulta evidente per il gradino di Valle Antigorio sotto Premia, e per quello di Val Dévero sotto Baceno, la natura di « gradini di confluenza ». Ciò potrebbe essere meglio precisato se si conoscesse il reale andamento del fondo in roccia a valle di Verampio, ora mascherato da depositi alluvionali.

La spiegazione di questi due gradini dovrebbe quindi risiedere essenzialmente in un fatto di erosione glaciale, particolarmente accentuata nel punto in cui i due ghiacciai quaternari venivano a confluire.

Considerando l'importanza relativa delle due valli, si dovrebbe avere la Val Dévero sospesa rispetto a quella della Toce; invece nessuna delle due può dirsi sospesa rispetto all'altra, bensì entrambe lo sono rispetto al tratto inferiore comune. Si nota anzi che l'ultimo tratto della Val Dévero è assai più approfondito nella conca di Baceno, in modo che il gradino di questa valle risulta più basso dell'altro. Ma è difficile spiegare questa differenza considerando la diversa capacità erosiva dei due ghiacciai, che poteva essere all'incirca pari. Anche nelle fasi di avanzamento e ritiro non si può dire con sicurezza quale dei due ghiacciai arrivasse per primo al punto di confluenza o si ritirasse per ultimo ⁽¹⁾, e in ogni modo mi sembra più giusto attribuire la maggior parte dell'erosione alle lingue glaciali nei momenti di massimo spessore.

La circostanza che la zona più approfondita coincide con la venuta a giorno di una massa rocciosa certo assai resistente come l'ortogneiss di Verampio, indicherebbe che un fattore esogeno (erosione glaciale molto intensa in un punto di confluenza) ha prevalso sull'accresciuta resistenza offerta dal substrato roccioso.

Con l'erosione fluviale non si saprebbe spiegare la ubicazione dei due gradini; innanzitutto perchè gradini di confluenza puramente fluviali non si formano se non in casi molto particolari, che qui non interessano; in secondo luogo perchè la diversa resistenza delle rocce avrebbe dovuto certamente farsi sentire più a valle, con un gradino là dove si esce dall'ortogneiss di Verampio per entrare nei micascisti, o comunque in corrispondenza alla massa resistente di ortogneiss; i due gradini sono invece più a monte, nei micascisti. Perciò, senza voler trascurare l'erosione torrentizia nell'opera di approfondimento della valle, anche sotto il livello degli 800 metri, *ritengo che i due gradini, nella posizione in cui noi li vediamo, sotto Premia e Baceno, siano dovuti essenzialmente all'erosione glaciale.*

Lo studio delle influenze litologiche sulla morfologia ci offre però lo spunto a qualche altra considerazione.

Nel passaggio dall'ortogneiss di Antigorio ai parascisti della finestra di Baceno, nella Valle della Toce, si nota non un approfondirsi del fondovalle, come ci si potrebbe attendere pensando alla maggior erodibilità degli scisti, ma solo un allargamento dei fianchi della valle, ciò che rende questa zona di confluenza particolarmente aperta e soleggiata, adatta all'insediamento rurale e allo sviluppo di centri turistici, in confronto con altri segmenti di queste valli scavati entro l'ortogneiss di Antigorio. Invece che un approfondimento, si nota l'affiorare di rilievi intra-vallivi, e l'innalzarsi di vere barre rocciose; a Premia, sulla

⁽¹⁾ Per il ghiacciaio nel supposto stadio dello Sciliar (cfr. p. 31) non sembra dovesse essere molto diversa l'importanza dei due rami confluenti. Anche nella carta del BECK (103), costruita con criteri teorici, figurano due lingue che, scendendo dalle due valli, terminano entrambe presso la confluenza.

destra, la formazione dei paragneiss granatiferi a calcite assieme ai marmi calcareo-dolomitici, forma aggetto, sostenendo un terrazzo. Al centro, il forte rilievo del Sasso di Premia coincide con l'affiorare della massa maggiore di micascisti sotto alla formazione marmorea.

Nella valle del Dévero si è visto (pag. 60) che un gradino è impostato sulla potente bancata calcareo-dolomitica sormontata da micascisti e paragneiss a minerali (*Quartenschiefer?*); sono all'incirca le stesse formazioni che determinano la lunga parete ad Ovest di Premia, e anche qui si dimostrano relativamente resistenti all'erosione.

La sottostante cònca di Baceno si trova al limite, sebbene non visibile, tra i calcari cristallini e i micascisti inferiori, evidentemente zona di minor resistenza; il gradino sottostante corrisponde alla formazione inferiore dei micascisti: condizioni strutturali del tutto analoghe a quelle del terrazzo in contropendenza di Cravegna, posto più a Sud, e, come si è visto, anche del Sasso di Premia e del relativo terrazzo di Piedilago - Altoggio - Rodis - Piazza - Rozzaro - Pioda (cfr. pag. 57 e figg. 10, 11 e 16). Contropendenze e differenze di altezza si spiegano agevolmente con l'abbassarsi o innalzarsi delle formazioni rocciose; con le influenze strutturali, anzichè con fenomeni puramente erosivi, si spiega dunque la diversità netta fra i gradini delle due valli, di cui quello di Baceno risulta molto più basso, ma associato ad un altro posto circa un chilometro e mezzo più a monte.

In realtà è probabile che anche i maggiori sistemi di fratture abbiano avuto notevole importanza nel determinare le forme vallive: già si è accennato alle fratture in senso NW-SE che accompagnano la bassa Val Dévero, facilitandone certo l'approfondimento (pag. 60); altri sistemi di fratture hanno senza dubbio contribuito a determinare il gradino della Val Toce ad Urieggio, come appare in modo evidente nelle forme attuali (cfr. pag. 42 e fig. 14).

Queste considerazioni sui rapporti tra morfologia e condizioni litologiche e strutturali, ci permettono di cercare in queste ultime anche la ragione dell'esistenza di soglie rocciose in rialzo, senza dover ricorrere ad ipotesi su una diminuita erosione glaciale subito a monte dei gradini, o ad altre spiegazioni.

Talora si è cercato di dar ragione di barre rocciose intagliate da più gole, con l'intervento di fenomeni epigenetici che, obbligando il torrente a ricominciare daccapo più volte la sua opera di incisione, ne avrebbero diminuito l'efficacia complessiva nell'approfondimento e allargamento della valle in quel punto ⁽¹⁾.

Ma nel caso di Premia questa spiegazione non appare convincente, perchè il fenomeno epigenetico ha interessato un breve tratto della barra rocciosa, mentre nel restante tratto la Toce ha percorso per lungo tempo la stessa gola. Mi pare anche che di solito siano le barre stesse a favorire il formarsi di diverse incisioni, per fenomeni epigenetici, o per erosione subglaciale o epiglaciale, piuttosto che il caso inverso.

Volendo invocare la resistenza delle rocce che formano le soglie in contropendenza, ci si può domandare come mai questi fenomeni si verificano proprio qui, nei parascisti, e non per esempio nei vicini tratti di valle scavati in ortogneiss, che dovrebbe offrire una maggiore resistenza all'erosione.

⁽¹⁾ Tale spiegazione fu data ad esempio dal SÖLCH alla famosa stretta della «Via Mala» nella valle del Reno Posteriore (162).

E' bene quindi ricordare quanto si osserva in altri casi, come quelli studiati dal LUGEON nelle valli svizzere (141).

Questo Autore, nel ricercare le cause della formazione della barra rocciosa del *Kirchet*, presso Meiringen nella valle dell'Aar, aveva creduto in un primo tempo che il ripetuto deposito di abbondante materiale morenico sempre nello stesso punto ad opera di ghiacciai, avesse ostacolato l'erosione e determinato la formazione di quel rilievo; successivamente riconobbe che anche altre valli, nel punto in cui escono dai massicci cristallini per entrare nelle formazioni calcaree, sono sbarrate da soglie rocciose del tutto analoghe al *Kirchet*. Egli concluse che era da ricercarsi appunto in questa particolare situazione geologica la causa prima della formazione del *Kirchet* e delle altre barre; quanto alla modalità di questa influenza litologica, il LUGEON ritiene che essa si manifesti nei confronti dell'erosione normale, in quanto il corso d'acqua, nell'approfondire la valle, quando entra negli strati calcarei sarebbe costretto a scavare una stretta gola a pareti verticali, a causa delle particolari proprietà della roccia, mentre negli gneiss, poco più a monte, la valle assumerebbe un profilo a V abbastanza aperto; a ciò si aggiunge la frequente intercalazione di rocce più tenere tra i calcari e gli gneiss, che favoriscono il formarsi di una conca a monte della barra calcarea. L'azione glaciale rispetterebbe in gran parte queste irregolarità.

Lo HEIM, accennando alle stesse gole di cui parla il LUGEON, ne dà un'interpretazione sostanzialmente analoga (39, II, p. 903).

Il confronto mi sembra istruttivo. Nel nostro caso oltre alla zona di facile erodibilità nelle rocce laminate sottostanti all'ortogneiss di Antigorio, abbiamo anche altre zone favorevoli all'erosione, al contatto fra le maggiori formazioni della sinclinale di Baceno.

Inoltre interessa richiamare quanto si è detto a proposito dell'efficacia e modalità dell'erosione torrentizia nelle diverse rocce. La capacità dei corsi d'acqua di incidere rapidamente gole nei micascisti (e nei calcari cristallini) si unisce ad una particolare attitudine di queste rocce a conservare la strettezza delle gole stesse e la ripidità delle pareti, per la rarità dei crolli, almeno in certe situazioni rispetto alla direzione dei piani di frattura. Queste gole offrono poco gioco all'erosione glaciale, che quindi non può seguire di pari passo l'erosione torrentizia.

La forte anisotropia di queste rocce avrebbe la sua parte nell'ostacolare l'erosione glaciale in certi punti (vedi ad es. i rilievi asimmetrici della zona di Premia).

Nell'ortogneiss invece i torrenti impiegano probabilmente più tempo per incidere una gola, ma nel frattempo questa ha modo di allargarsi (soprattutto per crolli, negli stadi iniziali), e così nella successiva glaciazione può formarsi una doccia abbastanza regolare e può aversi anche un ulteriore approfondimento.

Nè si dimentichi che buona parte dell'erosione glaciale ha luogo sotto forma di disgregazione, divaricazione, rimozione di parti rocciose, e che questo processo è regolato non dalla « durezza », ma dal modo e dall'intensità di fratturazione delle rocce.

Da quanto ora detto si può anche essere portati a dubitare che i rilievi di Premia abbiano mai formato una barra rocciosa unita: erosione torrentizia ed erosione glaciale, alternandosi più volte o associandosi, possono aver collaborato entrambe e a più riprese a mettere in risalto le accidentalità della soglia, in particolare i suoi rilievi asimmetrici; già

il fondo glaciale würmiano poteva presentare tali irregolarità; come ho detto a pag. 50, credo che non sia possibile distinguere nettamente le azioni erosive delle grandi glaciazioni da quelle dei ghiacciai stadiali.

Analogamente si può mettere in dubbio il valore della ricostruzione dell'antico fondovalle sugli 800 metri (cfr. pag. 50), fatta unendo vari lembi di superficie che, in parte, formano appunto la sommità dei rilievi della soglia di Premia. Si è visto nelle pagine precedenti che quasi tutti questi lembi o terrazzi si interpretano agevolmente come prodotti da erosione selettiva.

E' anche vero che il carattere selettivo di un terrazzo non vieta di vedere in esso il resto di un'antica superficie erosiva, che naturalmente avrebbe potuto formarsi, e poi conservarsi, nei luoghi più favorevoli dal punto di vista strutturale.

Il solo terrazzo di Crego è puramente erosivo, essendo scavato per intero nei micascisti, con parziale discordanza rispetto alla giacitura di queste rocce: ma la sua altezza è notevolmente inferiore a quella dei dossi intravallivi vicini, che dovrebbero rappresentare resti della medesima superficie, e inoltre la sua forma, complessivamente in contropendenza, denota per lo meno una intensa rielaborazione glaciale, che ne limita di molto il valore probante ai fini della ricostruzione di quell'antica superficie.

Anche la forma del maggiore resto di questa, il terrazzo culminante nel Sasso di Premia, col suo caratteristico bordo rialzato, che fa pensare ad un antico asse vallivo spostato sulla destra (v. pag. 51), se non è frutto di erosione glaciale selettiva, come ritengo probabile, non si concilia con l'esistenza del più basso terrazzo di Crego sul fianco sinistro. Si è costretti quindi o ad ammettere un'intensa rielaborazione glaciale che abbia abbassato, più o meno, tutti i resti della vecchia superficie, in modo da alterarne profondamente l'andamento, e in tal caso mi sembra sia anche lecito dubitare che essa sia mai esistita; oppure a immaginare un'originaria irregolarità del vecchio fondovalle, che avrebbe dovuto già esso presentare dislivelli e rilievi intravallivi asimmetrici influenzati dalla struttura.

Siamo nel campo delle ipotesi; la ricostruzione degli antichi fondovalle nei tratti di escavazione pleistocenica, urta qui, come in altri casi, contro molteplici difficoltà. Mi limito ad osservare come nella seconda delle due possibilità di spiegazione prospettate ora, l'antico fondovalle non sarebbe stato un tipico fondovalle fluviale regolarizzato, nè sarebbe lecito prolungarlo idealmente con pendenza uniforme a monte e a valle dell'attuale gradino; ma poteva esso stesso già presentare gradini anche cospicui, essere cioè un fondovalle glaciale ⁽¹⁾.

Non abbiamo quindi le prove che nella parte più profonda della Valle Antigorio, scavata con ogni probabilità nel corso dell'Epoca Glaciale, l'erosione fluviale abbia potuto stabilire un fondovalle regolare sugli 800 metri, come non abbiamo le prove che l'approfondimento successivo, necessario per la formazione del gradino, si sia iniziato con un nuovo ciclo d'erosione fluviale, come vorrebbe la teoria della *Steilenwanderung*: finchè ulteriori ricerche nelle zone vicine non avranno portato migliori elementi di giudizio,

⁽¹⁾ A conclusioni altrettanto pessimistiche è giunto l'ANNAHEIM nei suoi studi sulle valli ticinesi: «...eben-so mannigfaltig und schwer zu ordnen sind die vielgestuften Hangformen des Tieftroges; die Leisten im pleistozänen Talraum lassen oft wenig Zusammenhang erkennen. Sie dürfen am ehestens als Ueberreste verschieden alter Trogformen aufgefasst werden » (100, p. 58-59; cfr. anche 99, p. 123).

non mi sento di respingere l'ipotesi « glacialista », che ha il vantaggio di dar ragione della particolare ubicazione dei gradini (confluenza); non sappiamo quanto le acque correnti avessero già approfondito il solco vallivo.

LE « MARMITTE DEI GIGANTI »

E' opportuno aggiungere un cenno particolare su questi fenomeni, di cui la zona studiata può vantare una notevole ricchezza.

Nella fig. 10 ho rappresentato non solo quelle cavità che possono definirsi sicuramente « marmitte », ma anche altre forme meno complete o perfette, risultanti comunque dall'erosione di cascate o di vortici d'acqua, al di fuori degli attuali alvei torrentizi.

Come ho già detto (p. 42 e segg., p. 60) la zona più ricca di tali resti è quella compresa tra Toce e Dévero subito prima della loro confluenza.

Le figg. 14 e 22 mostrano con un certo dettaglio la situazione topografica e il modo di raggrupparsi di tali forme in due piccoli distretti tra i più caratteristici, in corrispondenza al brusco approfondirsi dei fondi vallivi. Numerosissime forme consimili si trovano anche più in basso, alle spalle del ponticello quota 538, dove le balze rocciose e i dislivelli si attenuano verso il fondovalle di Verampio, ormai prossimo.

In altre zone si hanno forme isolate, o raggruppate in modo vario: presso Rozzaro, ad Est della strada, alcune cavità si aprono nel fianco meridionale delle rocce su cui sorgono le case di quota 779; a Nord di Preraia, oltre il ponticello a quota 758, due ampie nicchie si vedono nella parete rocciosa sottostante alla strada; un'altra cavità si incontra lungo la mulattiera che da Premia porta ad Altoggio, presso quota 829 della tavoletta topografica; sul versante opposto, poco a Sud di Cagiogno, esistono analoghe nicchie lungo il sentiero che si dirige verso la cascata del Rio d'Alba. Sul roccione intravallivo di quota 835, una piccola marmitta circolare del diametro di circa un metro, si trova lungo il crinale a Nord-Est della sommità.

Altre cavità o semplici scanalature verticali incise nelle pareti rocciose esistono sul fianco destro del solco della Toce, a non grande distanza dal livello attuale del letto torrentizio; dalla conformazione dei luoghi ho motivo di ritenere che non si tratti di forme erosive dovute al torrente stesso nel corso dell'approfondimento del suo alveo — che in quei punti non mostra di essersi inciso molto dopo il ritiro glaciale — ma che quelle cavità siano anch'esse subglaciali: se ne trovano alcune sul fianco Est del dossone di quota 835, altre presso lo sbocco della gola di Balmafredda, in cui probabilmente scorreva un corso d'acqua subglaciale, altre ancora più a valle (scolpite nella roccia che il sentiero è costretto a superare con gradini di ferro), altre infine ad Est di quota 652, ormai al termine della gola (queste ultime indicate nello schizzo di fig. 14).

Aggiungo che lungo la strada Crodo-Baceno, proprio nel punto, sovrastante alla centrale di Verampio, dove si vede bene il contatto fra l'ortogneiss e i micascisti, la parete rocciosa, di forma regolarmente concava, incombe sopra la strada con uno strapiombo, che fa pensare sia stato almeno in parte sottoescavato ad opera di una potente cascata d'acqua; ma mancano elementi per un giudizio sicuro. Belle cavità si osservano poi nei micascisti presso lo sbocco della valle del Torrente Alfenza.

Lo studio di questi fenomeni è fortemente ostacolato dal fatto che gran parte delle cavità sono mascherate dal detrito e dalla vegetazione, in modo che per lo più si riconosce soltanto un lato della parete di forma concava, ma non si vede l'orlo della cavità sul lato opposto, e tanto meno il fondo.

Quanto alle dimensioni, si passa da forme minute col diametro di mezzo metro circa, a forme maggiori dell'ordine di 3-4 metri.

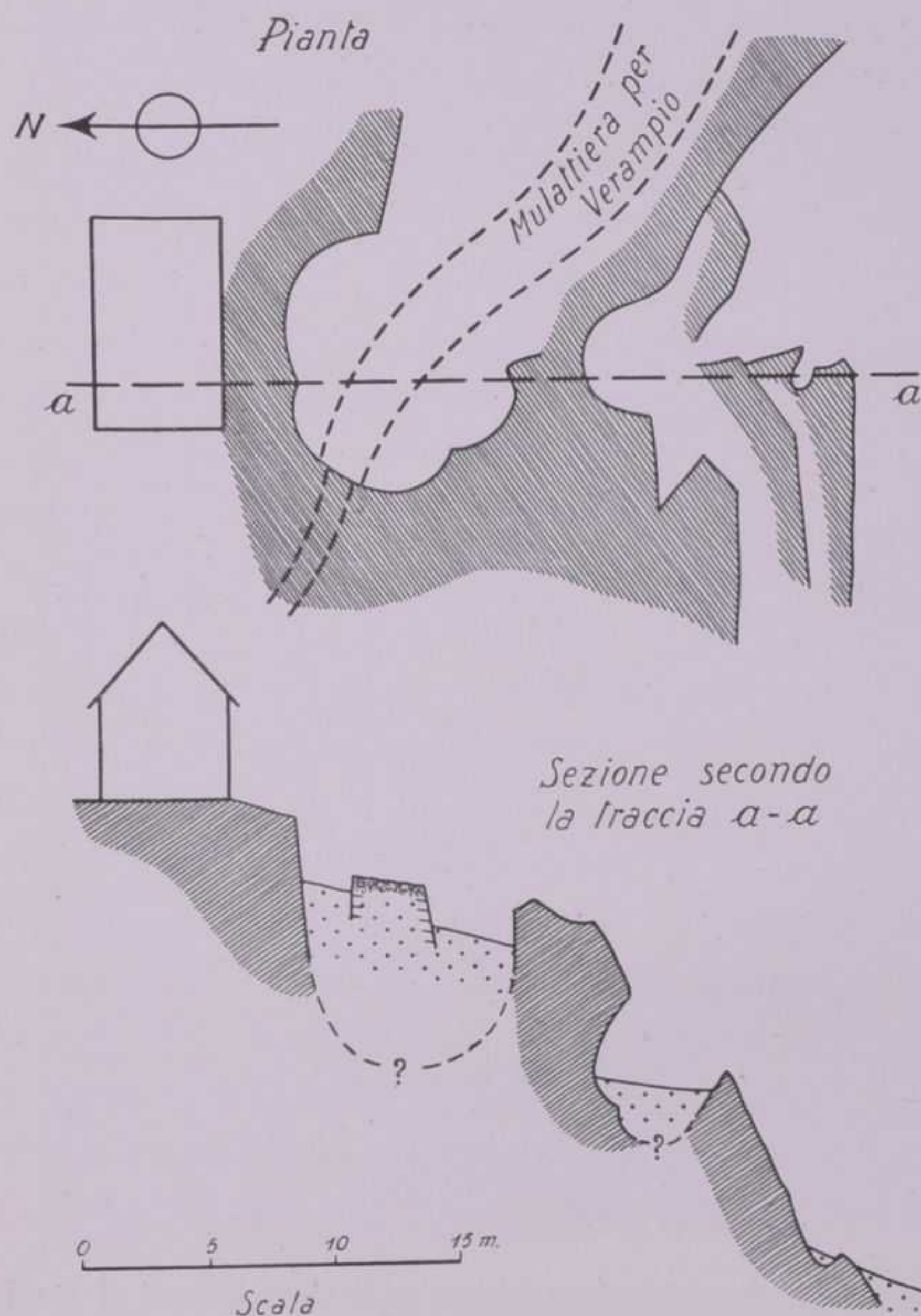


FIG. 23. - La grande marmitta che si incontra lungo la mulattiera Baceno-Verampio, e le altre cavità vicine. Pianta e sezione. Per la posizione di queste marmitte si veda la fig. 22, a destra (G. B. CASTIGLIONI e C. BETTINELLI).

Una marmitta semisepolta, a destra della strada poco prima di Pioda, misura circa 6 metri di diametro (è indicata nell'angolo Nord-Ovest della piantina di fig. 14). Come massimo ho potuto misurare un diametro di metri 10, in una grande marmitta presso Baceno, attraversata dalla mulattiera per Verampio (cfr. pag. 60 e figg. 22 e 23).

In base a ciò che si vede nelle attuali condizioni, si può procedere ad una prima suddivisione delle forme osservate.

1 - Cavità allineate sulle pareti di incisioni o piccoli avvallamenti, o anche sul fondo di questi dove esso è visibile. Sono dovute evidentemente all'opera dei corsi

d'acqua subglaciali che hanno scavato le incisioni stesse. Gli « orridi » descritti a pag. 43 segg. e 58 segg. ne rappresentano gli esempi meglio sviluppati e conservati, ma non gli unici: altre incisioni analoghe si osservano infatti nell'area delle cartine di figg. 14 e 22; anche il solco attualmente percorso dal Rio di Uriezzo, rappresentato in parte nella fig. 14, è accompagnato per lunghi tratti da tali marmitte, a cominciare dalle cavità di Rozzano (pag. 66) per finire solo verso lo sbocco nella Toce; marmitte che, come ho già detto, sono sproporzionate rispetto alla capacità erosiva del ruscello, e che perciò dovevano preesistere ad esso. Altri solchi analoghi si trovano a Sud-Est della zona rappresentata nella fig. 22 e altri più a valle, verso il ponticello di quota 538.

2 - Cavità semicilindriche o scanalature verticali scolpite sulle pareti rocciose in posizione aperta; esse possono raggiungere il suolo al piede della parete, e allora non si vede come finiscano in basso: potrebbe trattarsi di veri pozzi glaciali completamente mascherati dal terreno. Altre volte invece, specie su superficie rocciose non troppo inclinate, esse si vedono terminare in vaschette allungate « a cucchiaino », oppure divengono sempre meno incavate sfumando verso il basso. Si raggruppano in modo vario e disordinato sulle pareti sufficientemente riparate rispetto al movimento della corrente glaciale, ma possono anche riunirsi l'una a fianco dell'altra, quasi a formare delle canne d'organo parallele; così per esempio ad Est di quota 652 (in basso a destra nella piantina di fig. 14), e a Sud di quota 732 (nella stessa piantina) presso l'« Orrido Ovest »: quest'ultimo caso, rappresentato da una parete strapiombante, incavata specialmente alla base da una serie di nicchie grandi e piccole, ricorda assai da vicino esempi segnalati dal KLEBELSBERG nel Vorarlberg, e spiegati con l'azione di cascate d'acqua provenienti direttamente da un crepaccio nel ghiacciaio soprastante, spinte all'indietro contro la roccia dopo aver colpito la parete anteriore del crepaccio (132, I, p. 377). E' fuori dubbio che parecchie di tali forme d'erosione siano state provocate da cascate d'acqua *in situ*, scendenti attraverso crepacci o mulini glaciali. Si constata come anche in tal modo si possano formare, se non vere marmitte, cioè pozzi a pianta circolare, almeno vasche di forma allungata, non molto profonde.

3 - Pozzi glaciali veri e propri: sebbene non si veda mai il fondo di tali cavità, e spesso neppure l'orlo per intero, dalla forma di questo talora si riconoscono alcuni incavi che possono ricevere il nome di pozzi o marmitte; naturalmente manca la possibilità di uno studio accurato, a meno di compiere notevoli lavori di sterro. E' quanto ho cercato di fare in un caso, con la collaborazione dell'amico C. BETTINELLI e di altri, senza però riuscire a portare a termine il lavoro: si tratta di una marmitta posta subito sotto la mulattiera Baceno-Verampio (che si inizia a fianco della chiesa di Baceno) precisamente presso una stalla di proprietà del Sig. Savoia. E' contigua alla marmitta del diametro di 10 metri, cui ho accennato sopra, attraversata nel bel mezzo dalla stradiciola, e che sarebbe assai interessante poter svuotare, ma ciò implicherebbe un lavoro non indifferente e inoltre la deviazione della strada. La fig. 23 mostra la forma e le dimensioni delle due marmitte; la loro situazione risulta anche dalla fig. 22 (a destra).

Non si vede un collegamento fra le due cavità che possa far pensare a un regolare passaggio dell'acqua dalla superiore all'inferiore: per sostenere che esse si siano formate nel letto di un antico torrente — subglaciale o no — bisognerebbe ammettere una notevol-

lissima trasformazione della morfologia dei luoghi in epoca posteriore. Sembra più verosimile l'origine da un mulino glaciale, che subiva lievi spostamenti in senso Nord-Sud; le minori cavità che si osservano sotto alla marmitta inferiore, possono rappresentare forme appena iniziate, in un punto in cui l'acqua cadeva più raramente. Anche la forma non



FIG. 24. - La cascata del Rio di Agaro, in Val Dévero. Fotografia gentilmente concessa dal Prof. Gb. DAL PIAZ.

regolare della marmitta più grande può indicare piccoli spostamenti del getto d'acqua; la sostanziale persistenza del mulino glaciale in un punto ben determinato risulta però evidentissima, considerando la grandiosa cavità cui ha dato origine. Non si conosce la sua profondità, ma val la pena di far notare che il diametro di 10 metri supera il dato portato dal KLEBELSBERG come massimo diametro osservato per le marmitte glaciali (m. 8) ⁽¹⁾.

L'abbondanza e le dimensioni delle marmitte, assieme alla presenza dei caratteristici « orridi », fanno della zona di Baceno e Urieggio un « giardino glaciale » di grande inte-

⁽¹⁾ KLEBELSBERG (132, I, p. 376). Diametri di 10 metri e più sono stati misurati in marmitte della Svezia (cfr. 98, p. 23). Altri casi di grandi marmitte sono stati segnalati presso Meiringen nella valle dell'Aar (150).

resse, che risulterebbe ancor più evidente se fosse possibile eseguire i necessari lavori di sterro.

Mi si consenta di formulare qui l'augurio che questo complesso di curiosità morfologiche possa essere dalle competenti autorità dichiarato « monumento naturale », e convenientemente valorizzato anche sotto l'aspetto turistico.

RIASSUNTO

Geologia. - La zona studiata corrisponde al punto centrale della « culminazione della Toce », in cui vengono a giorno gli elementi tettonici più profondi della zona penninica, regolarmente sovrapposti l'uno sull'altro e nell'insieme formanti una grande volta: essi sono, dal basso verso l'alto, la cupola di Verampio (elemento 0), la sinclinale di Baceno, il ricoprimento di Antigorio (ricoprimento I), la sinclinale del Téggiolo. Un ortogneiss granitico costituisce l'elemento più profondo. Pure un ortogneiss, granitico-granodioritico, forma la potente massa al nucleo del ricoprimento di Antigorio, sovrapposta ai parascisti della sinclinale sottostante. Dallo studio geologico di dettaglio eseguito risulta, fra l'altro, che la cupola di Verampio riaffiora in un altro punto, presso Piedilago, e che sul versante orientale della valle una piccola scaglia di ortogneiss acido è inserita entro gli scisti della sinclinale di Baceno. Di quest'ultima fanno parte, oltre che la potente, doppia formazione dei micascisti granatiferi di Baceno: un'importante bancata di calcari dolomitici cristallini (Trias), con frequenti facies a silicati, facies arenacee e conglomeratiche; una formazione di paragneiss granatiferi a calcite; inoltre minori intercalazioni di scisti orneblendici, scisti granatiferi a cianite, a tormalina, ecc.

E' probabile che, nonostante gli intensi movimenti tettonici, con i conseguenti fenomeni di scorrimento, laminazione, soppressione, la sinclinale posseda ancora una certa regolarità, e conservi parte del fianco rovesciato, molto ridotto; si può ottenere così qualche elemento per la datazione degli scisti di età incerta che vi affiorano. Dai fianchi al nucleo della sinclinale, ossia dalle rocce più antiche alle più recenti, la successione dovrebbe essere la seguente: 1) micascisti granatiferi (età incerta, anteriore al Trias medio); 2) calcari cristallini (Trias medio); 3) paragneiss granatiferi a calcite, forse con qualche lembo di *Quartenschiefer* (Trias superiore ?); al nucleo, i « calcescisti » giuresi mancherebbero per soppressione tettonica.

Tutte le rocce sono state trasformate da un intenso metamorfismo di dislocazione (meno evidente solo nell'ortogneiss-granito di Verampio), le cui caratteristiche fondamentali sono state illustrate in una precedente nota di argomento petrografico.

Depositi quaternari. - Nello studio del morenico si sono trovate le tracce di almeno due « stadi » del tardo glaciale; di essi il più antico, meglio riconoscibile, corrisponde probabilmente allo stadio dello Sciliar.

Morfologia. - Dove la Val Dévero sbocca nella Valle Antigorio, entrambe le valli presentano un gradino, con dislivello di circa 300 metri, rispetto al tratto sottostante, sovrescavato e alluvionato. Questo si inizia proprio nel punto di confluenza, dove affiora la cupola di Verampio, costituita da un ortogneiss granitico molto compatto, profondamente intaccata dall'erosione. Verosimilmente si tratta di un doppio gradino di confluenza, dovuto in gran parte all'erosione glaciale.

L'incisione di gole di raccordo torrentizie su questi gradini era già avvenuta prima dell'ultima, o delle ultime avanzate dei ghiacciai vallivi, che hanno lasciato evidenti tracce del loro passaggio nelle gole stesse. I torrenti attuali hanno scavato anch'essi delle profonde incisioni, continuando l'opera di intaglio.

Ma la conformazione dei gradini è diversa nelle due valli, e risente fortemente delle condizioni litologiche e strutturali. In Val Dévero il salto maggiore, con oltre 150 metri di dislivello, appare spostato un chilometro e mezzo più a monte della confluenza, e corrisponde all'affioramento della potente bancata di marmi calcareo-dolomitici. Esso è separato dal vero gradino di

confluenza (che ha meno di un centinaio di metri di salto, ed è formato da micascisti) per mezzo di una conca sovrescavata, la conca di Baceno. In Valle Antigorio il gradino (gradino di Premia) presenta la soglia rialzata, smembrata in alcuni caratteristici rilievi intravallivi costituiti da micascisti, asimmetrici e con forte impronta glaciale. Li separa, oltre al solco percorso dalla Toce, un'altra profonda incisione, la forra di Balmafredda, vecchio passaggio del torrente, ora abbandonato e anch'esso glacializzato; probabilmente si era verificato qui un fenomeno epigenetico, anteriore all'ultima avanzata del ghiacciaio vallivo.

Anche l'andamento dei più importanti piani di frattura ha vigorosamente influenzato le forme del rilievo, determinando, fra l'altro, la direzione di alcune gole.

Non risulta sufficientemente provata l'esistenza di un antico fondovalle sugli 800 metri, continuo e regolare, precedente alla formazione dei gradini, perchè i lembi di terrazzi che si osservano all'incirca a questa altezza, sono in buona parte dovuti a influenze strutturali.

Le forme accidentate della barra di Premia appaiono come il risultato di ripetute azioni erosive glaciali e torrentizie, alternate o simultanee, influenzate dalle condizioni geolitologiche del substrato. In particolare l'azione erosiva delle acque subglaciali appare molto evidente e diffusa in corrispondenza ai due gradini, documentata da numerose marmitte e da profonde gole d'incisione torrentizia, meravigliosamente conservate (« Vallaccia » presso Baceno, e « orridi » di Uriezzo).

ZUSAMMENFASSUNG (*)

Geologie. - Im untersuchten Gebiete, das dem Zentrum der Toce-Kulmination entspricht, erscheinen die tiefsten penninischen Bauelemente, die, flach übereinanderliegend, im ganzen ein grosses Gewölbe bilden: sie werden, von unten nach oben, als Verampiokuppel (Element 0), Bacenomulde, Antigoriodecke (Decke I), Teggiolomulde bezeichnet. Eine Granitgneismasse bildet die Verampiokuppel; ebenso aus einem Granit-Granodioritgneis besteht die mächtige Kernmasse der Antigoriodecke, die auf den Paraschiefern der unteren Mulde liegt.

Aus den geologischen Detailuntersuchungen ergab sich unter anderem, dass die Verampiokuppel sich in einem neuen, bis jetzt unbekannten Punkt im Talgrund bei Piedilago wieder emporhebt, und dass am Osthang des Antigoriotal eine kleine, aus saurem Orthogneis bestehende Linse in den Schiefern der Bacenomulde eingeschaltet ist.

Folgende Gesteine erscheinen in der Bacenomulde: eine mächtige, in zwei Lager geteilte Granat-Glimmerschiefer-Formation (Bacenoschiefer); ein mehr oder weniger mächtiges Lager von kristallinen, zum Teil dolomitischen Kalken (Trias), die oft mit silikatreichen Kalkphylliten und mit quarzreichen oder konglomeratartigen Marmoren abwechseln; eine nicht allgemein verbreitete kalzit-granatführende Paragneisformation; und schliesslich kleine, eingelagerte Bildungen von Hornblendeschiefern, dysthen- und turmalinführenden Granatglimmerschiefern und -gneisen usw.

Trotz den kräftigen tektonischen Bewegungen und den nachfolgenden Abscherungs-, Auswalzungs- und Ausquetschungserscheinungen besitzt die Bacenomulde noch eine gewisse Regelmässigkeit und hat allerdings ihren stark reduzierten inversen Schenkel bewahrt. Daraus ergeben sich einige Anhaltspunkte für die Altersbestimmung der Gesteine der Mulde. Von den älteren Gesteinen der Schenkel zu den jüngeren im Muldenkern würde sich die nachstehende Abfolge ergeben:

1. Granathaltige Glimmerschiefer (unbekannten Alters, älter als Mitteltrias).
2. Mitteltriassischer Marmor.
3. Kalzit-granatführende Paragneise, möglicherweise mit kleinen Lagern von Quartenschiefern (Obertrias?).

(*) Ringrazio vivamente il Prof. K. WICHE dell'Università di Vienna e il Prof. O. HIETSCH dell'Università di Padova per la revisione di questo riassunto tedesco.

Im Muldenkern fehlen die jurassischen Bündnerschiefer wegen der tektonischen Ausquetschung.

Alle Gesteine wurden von der alpinen Dislokationsmetamorphose stark geprägt (nur im Verampiogranitgneis ist sie weniger deutlich), deren Erscheinungen in einer früheren petrographischen Veröffentlichung schon gezeigt wurden.

Quartäre Ablagerungen. - Glaziale Ablagerungen lassen zumindest zwei spätglaziale Stadien erkennen; von diesen entspricht das deutlicher ausgebildete ältere wahrscheinlich dem Schlernstadium.

Formen in Fels. - An der Vereinigung des Antigorio- und Deverotales sind in beiden Tälern ca. 300 m hohe Stufen vorhanden. Die folgende tief eingeschnittene und verschüttete Talstrecke fängt genau am Konfluenzpunkt an, dort wo die massive Verampiogranitgneiskuppel auftaucht und tief von der Erosion zerschnitten wurde. Offenbar handelt es sich um eine grösstenteils durch Gletschererosion erzeugte doppelte Konfluenzstufe.

Das Einschneiden von fluviatilen Schluchten in die Stufen hatte schon vor dem letzten bzw. den letzten, bis an die Stufen reichenden Vorstössen der alten Talgletscher stattgefunden, die in den Schluchten deutliche Spuren hinterlassen haben. Die heutige Wasserarbeit führt in engen Rinnen den Einschneidungsprozess fort.

Die Form der Stufen ist jedoch in beiden Tälern verschieden und stark von lithologischen und strukturellen Bedingungen beeinflusst. Im Deverotal ist die grössere, mit über 150 m Höhenunterschied, 1½ km talaufwärts von der Konfluenz entfernt, und vom Auftreten der mächtigen Marmorformation deutlich bedingt. Von hier bis an die aus Glimmerschiefern aufgebaute, weniger als 100 m hohe, echte Konfluenzstufe erstreckt sich das übertiefte Becken von Baceno.

Im Antigoriotal erhebt sich auf der Stufe (Premiastufe) ein bedeutender Felsriegel, der durch einige typische, asymmetrische, aus Glimmerschiefern bestehende, stark durch Gletscherarbeit überformte Felsbuckel gegliedert wird. Ausser durch die Rinne, in der die Toce fliesst, ist der Riegel von einer tiefen, durch Wasserarbeit eingeschnittenen und ebenso glazial überformten Trockenschlucht, « Forra di Balmafredda » genannt, durchquert; wahrscheinlich fand hier eine Epigenese vor dem letzten Talgletschervorstoss statt.

Auch die Bruchlinien haben die Reliefformen stark beeinflusst, z. B. die Richtung einiger Schluchten bedingt.

Die Existenz eines alten Talniveaus um 800 m Meereshöhe, in Form eines fluviatilen fortlaufenden und regelmässigen Talgrundes, ist unsicher, da es scheint, dass die entsprechenden Terrassenreste vorwiegend selektiv herausgearbeitet wurden.

Die bewegten Felsformen des Riegels von Premia scheinen das Resultat von wiederholten, abwechselnden oder gleichzeitigen Erosionswirkungen der Gletscher und des Wassers zu sein. Besonders die Arbeit der subglazialen Schmelzwässer lässt sich ausgezeichnet erkennen: zahlreiche Gletschertöpfe und tiefe, trockene Schluchten, die von ehemaligen Wasserfällen und Bächen ausgebildet wurden, sind im ganzen Bereich der beiden Stufen vorhanden (« Vallaccia » bei Baceno und « orridi » von Uriezzo).

Padova, Istituti di Geografia e di Geologia dell'Università, 1 agosto 1957.

Centro Studi di Petrografia e Geologia e Centro Studi di Geografia fisica del C. N. R.

BIBLIOGRAFIA

GEOLOGIA

1. ARGAND E. - *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse, N. S., livr. 31, I, 1911.
2. ARGAND E. - *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. Ecl. Geol. Helv., 14, 1916, pp. 144-191, 2 tt.
3. ARGAND E. - *La zone pennique*. « Guide géol. de la Suisse », fasc. III, pp. 149-189, 2 tt., Basel 1934.
4. BADER H. - *Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 14, 1934, pp. 319-441, 1 t.
5. BEARTH P. - *Über spätalpine granitische Intrusionen in der M. Rosa-Bernhard-Decke*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 25, 1945.
6. BEARTH P. - *Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte Rosa-Gebiet*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 29, 1949, pp. 193-197.
7. BEARTH P. - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lief. 96, 1952, 94 pp., 40 figg. n. t. e 14 tt.
8. BEARTH P. - *Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in den penninischen Zonen der Alpen*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 32, 1952, pp. 338-347.
9. BEARTH P. - *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der Lepontinischen und Penninischen Alpen*. Ecl. Geol. Helv., 49, 2, 1956, pp. 279-290.
10. BIANCHI A. - *Sopra due rocce orneblendiche intercalate nei micascisti di Baceno*. Boll. Soc. Geol. Ital., 15, 1921, pp. 145-155.
11. BIANCHI A. - *I minerali dei « calcescisti » di Devero*. Atti Soc. Ital. Scienze Nat., 63, 1924, 16 pp.
12. BIANCHI A. - *Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Istit. Geol. R. Univ. Padova, 10, 1934, 243 pp., con 19 tt. e 55 figg. n. t.
13. BOSSARD L. - *Der Bau der Tessinerkulmination*. Ecl. Geol. Helv., 19, 1925, pp. 504-521.
14. BURCKHARDT C. E. - *Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 22, 1942, pp. 99-186, 10 figg. n. t. e 16 tt.
15. CADISCH J. (con NIGGLI E.) - *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel, 1953.
16. CANESTRINI S. - *I minerali dell'Ossola*. Domodossola, 1915.
17. CANESTRINI S. - *I terreni dell'Ossola*. Domodossola, 1916.
18. CASASOPRA S. - *Studio petrografico dello gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Cant. Ticino)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 19, 1939, pp. 449-709.
19. CASASOPRA S. - *Appunti di Geologia del Ticino*. Boll. Soc. Ticin. Scienze Nat., 37, 1942, pp. 55-87.
20. CASASOPRA S. - *Brevissimo cenno sulla geologia del Ticino occidentale*. Dalla guida « Locarno e le sue valli », P.T.T., 1947.

21. CASASOPRA S. - *Brevi cenni sulla genesi del granito gneissico Leventina*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 28, 1948, pp. 127-139.
22. CASTIGLIONI G. B. - *Ricerche geologico-petrografiche e geomorfologiche nell'alta Val d'Ossola*. Atti Conv. Studi italo-svizzeri, Ist. Lombardo Scienze e Lettere, Milano, 1956, pp. 425-431.
23. CASTIGLIONI G. B. - *Osservazioni geologico-petrografiche nella zona di Baceno e Premia in Val d'Ossola*. Atti Soc. Ital. Scienze Nat., 95, 1956, pp. 223-274.
24. DAL PIAZ Gb. - *Geologia della Catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 7, 1928, 82 pp., con una carta geol., 2 tt., 8 figg. n. t.
25. DAL PIAZ Gb. - *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 10, 1934, 242 pp., con una carta, 13 tt., 37 figg. n. t.
26. DAL PIAZ Gb. - *Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri*. Per. di Miner., 9, 1938, pp. 273-287.
27. DAL PIAZ Gb. - *Le nuove vedute tettoniche nella regione alpina*. Estr. da « Geologia Paleontologia Mineralogia », Verona, 1939.
28. DAL PIAZ Gb. - *La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. Ital., 58, 1939, pp. 105-152.
29. DAL PIAZ Gb. - *La genesi delle Alpi*. Atti R. Ist. Veneto di Sc. Lett. ed Arti, 104, II, 1944-45, pp. 467-498, con 2 tt.
30. DE STEFANI C. - *La valle Devero nelle Alpi Pennine ed il profilo del Sempione*. Boll. Soc. Geol. Ital., 25, 1906, pp. 411-426.
31. DIEHL E. A., MASSON R., STUTZ A. H. - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, 17, 1952, 52 pp., 10 figg., 4 tt. e 1 carta 1:25.000.
32. FAGNANI G. - *Le rocce metamorfiche del Pizzo Teggiolo (Valle Diveria)*. Per. di Miner., 1951, pp. 137-164.
33. GALLO G., GIORGIS G., STELLA A. - *Studio chimico-litologico delle rocce della regione attraversata dalle nuove linee di accesso al Sempione, con appendice sulle acque della galleria elicoidale di Varzo*. Soc. Ital. Strade Ferrate del Medit.: relaz. studi e lavori 1897-1905, Roma, 1906.
34. GERLACH H. - *Die Penninischen Alpen*. Neue Denkschrift Schweiz. Naturf. Ges., 23, 1869, e Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lief. 27, 1883.
35. GÜNTHER A. - *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin)*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 34, 1954.
36. GÜNTHER A. - *Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplonregion*. Geol. Rundschau, 45, 1956, pp. 194-202.
37. GÜNTHER A. - *Über den Zusammenhang der Antigorio- und Monte Leone-Decke im Tessin. Eine tektogenetische Deutung*. Ecl. Geol. Helv., 49, 1956, pp. 151-156.
38. HEIM A. - *Über die geologische Voraussicht beim Simplontunnel*. Ecl. Geol. Helv., 8, 1904.
39. HEIM A. - *Geologie der Schweiz*. Leipzig, 1922.
40. HEIM A., LORY CH., TARAMELLI T., RENEVIER E. - *Étude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé traversant le Massif du Simplon*. Expert. 1882; Boll. Soc. Vaud. Sc. Nat., 19, N. 89, Lausanne, 1883.
41. KLEMM G. - *Über die tessiner « Gneise »*. Monatsber. Deut. Geol. Ges., 1910, pp. 722-723.

42. KLEMM G. - *Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen*. Monatsber. Deut. Geol. Ges., 1911, pp. 464-469.
43. KOBER L. - *Bau und Entstehung der Alpen*. II ediz., Vienna, 1955.
44. LINCIO G. - *Rocce e minerali del Monte Colmine e adiacenze*. R. Acc. Lincei, Ser. V, 10, pp. 417-487 (present. 1 marzo 1914).
45. LUGEON M. - *Sur la coupe géologique du Massif du Simplon*. C. R. Acad. Sciences, Paris, 24 mars 1902, 3 pp.
46. LUGEON M. - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. de France, 4, Vol. I. 1902, pp. 723-825.
47. LUGEON M., ARGAND E. - *Sur les grands nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C. R. Acad. Sciences, Paris, 15 mai 1905.
48. LUGEON M., ARGAND E. - *Sur les homologues dans les nappes de recouvrement dans la zone du Piémont*. C. R. Acad. Sciences, Paris, 29 mai 1905, 3 pp.
49. NABHOLZ W. - *Das Mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese*. C. R. Congr. Géol. Intern. Alger, 1952, Sect. III, fasc. 3, pp. 9-23.
50. NABHOLZ W. - *Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aarmassiv-Seengebirge*. Geol. Rundschau, 42, H. 2, 1954, pp. 155-171.
51. NABHOLZ W. - *Bemerkungen zur Arbeit: A. GÜNTHER - Über das alpine Alter...* Geol. Rundschau, 45, H. 2, 1956, pp. 202-204.
52. NIGGLI P. - *La geologia delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio*. Riassunto trad. da Gb. DAL PIAZ. Sta in:
53. NIGGLI P., PREISWERK H., GRÜTTER O., BOSSARD L., KÜNDIG E. - *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lief. 71, Bern, 1936.
54. NIGGLI P. - *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 30, 1950, pp. 500-538.
55. PREISWERK H. - *Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lief. 26, I, 1907.
56. PREISWERK H. - *Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel*. Verh. Naturf. Ges. Basel, 24, 1913.
57. PREISWERK H. - *Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet*. Ecl. Geol. Helv., 13, 1914, pp. 169-178.
58. PREISWERK H. - *Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte*. Ecl. Geol. Helv., 16, 1921.
59. PREISWERK H. - *Tessinergneis*. Ecl. Geol. Helv., 19, 1925, pp. 177-187; Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 1924, pp. 349-60.
60. PREISWERK H. - *Bemerkungen zu L. BOSSARD: « Der Bau der Tessinerkulmination »*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 1926, pp. 370-375.
61. PREISWERK H., REINHARD M. - *Geologische Übersicht über das Tessin*. « Geol. Führer der Schweiz », 1934, fasc. 3, pp. 190-204.
62. REINHARD M. - *Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen*. Jaarboek van de Mijnbouwkundige Vereeniging te Delft, 1934-1935.
63. RENEVIER E. - *Structure géologique du Massif du Simplon, à propos du tunnel projeté*. Bull. Soc. Vaud. sc. nat., 15, n. 79. Mars 1878, pp. 281-304.

64. ROGGIANI A. G. - *Appunti per una descrizione della miniera aurifera dell'Alfenza in territorio di Crodo in Val d'Ossola*. Natura, 39, 1948, pp. 9-21.
65. ROGGIANI A. G. - *L'Antigoriogneiss a Croveo e ad Agaro: elenco dei minerali*. Il Popolo dell'Ossola, 38, n. 37, 44, 52. Domodossola, 1950.
66. ROTHPLETZ A. - *Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes*. Zeitschr. Deut. Geol. Ges., 66, 1914, pp. 76-178.
67. RÜGER L. - *Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen*. Geol. Rundschau, 25, 1934, pp. 1-10.
68. SCHARDT M. H. - *Le gneiss d'Antigorio*. Ecl. Geol. Helv., 4, 1893, pp. 114-120.
69. SCHARDT M. H. - *Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon, comparé aux travaux antérieurs*. Ecl. Geol. Helv., 8, 1903, pp. 173-200.
70. SCHMIDT C. - *Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen*. Ecl. Geol. Helv., 9, 1907, pp. 484-584.
71. SCHMIDT C. - *Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels*. Rektoratsprogramm der Univ. Basel für 1906 und 1907. Basel, 1908.
72. SCHMIDT C., PREISWERK H. - *Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe*. Zürich, 1908.
73. STAUB R. - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lief. 52, 1924.
74. STELLA A. - (Relazione dei rilevamenti eseguiti nel 1902). Boll. R. Com. Geol. Ital., serie IV, 4, 1903; Atti Ufficiali, pp. 34-39.
75. STELLA A. - (Relaz. dei rilev. eseguiti nel 1903). Ibid., 5, 1904, pp. 34-37.
76. STELLA A. - *Sulla geologia della regione ossolana contigua al Sempione*. Boll. Soc. Geol. Ital., 23, 1904, pp. 84-88.
77. STELLA A. - *Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione*. Boll. R. Com. Geol. Ital., 36, f. 1, 1905, pp. 5-41, con 3 tt.
78. STELLA A. - *Cenni geologici sulle nuove linee di accesso al Sempione*. Soc. Ital. Strade Ferrate del Medit.: relaz. studi e lavori 1897-1905. Roma, 1906, pp. 5-14, con 4 tt.
79. STELLA A. - *Appunti geologici sulla strada ferrata Arona-Domodossola-Iselle*. Boll. R. Com. Geol. Ital., 38, 1907, pp. 23-41, con 1 t.
80. STELLA A. - *Presentazione della carta geologica della regione del Sempione e rettifiche*. Boll. Soc. Geol. Ital., 27, seduta 1 marzo 1908.
81. STUDER B. - *Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St. Gothard*. Mém. Soc. Géol. France, II Sér., T. I, 1844, pp. 305-335.
82. TARAMELLI T. - *Osservazioni fatte nei monti circostanti al Passo del Sempione*. Boll. Soc. Geol. Ital., 1, fasc. 2, 1882, pp. 183-188.
83. TARAMELLI T. - *Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Varzo*. Rend. R. Ist. Lombardo di sc. e lett., ser. 2, 35, f. 1-2, 1902.
84. TARAMELLI T. - *Sulla probabile tectonica del gruppo del Sempione*. Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, 11, fasc. 11, Roma 1902.
85. TRAVERSO S. - *Cenni preliminari sulla serie di rocce antiche in Val d'Ossola*. Atti Soc. Ligustica sc. nat., 3, Genova, 1892, pp. 1-16.
86. TRAVERSO S. - *Geologia dell'Ossola*. Genova, 1895, 275 pp., con 11 tt. e 1 carta geol.

87. WENK E. - *Ostalpines und penninisches Kristallin*. Schweiz. Miner. Petr. Mitteil., 28, 1948, pp. 761-771.
88. WENK E. - *Prinzipielles zur geologischen-tektonischen Gliederung des Penninikums im Zentralen Tessin*. Ecl. Geol. Helv., 46, pp. 9-22.
89. WENK E. - *Ergebnisse einer Rekognoszierung im Gebirgsdreieck Domodossola-Camedo-P. Porcarescio (Lepontinische Alpen)*. Ecl. Geol. Helv., 48, 1955, pp. 125-131.
90. WENK E. - *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. Schweiz. Miner. Petr. Mitteil., 1955, pp. 311-319, con 1 t.
91. WENK E. - *Alpines und ostgrönlandisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrographischer Vergleich*. Verh. Naturf. Ges. Basel, 67, 2, 1956, pp. 75-102.

CARTE GEOLOGICHE

(Oltre a quelle comprese nei lavori citati)

92. ARGAND E. - *Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales*. (Carte e profili). Mat. Carte géol. Suisse, N. S., livr. 27, 1911.
93. CARTA GEOLOGICA GENERALE DELLA SVIZZERA 1:200.000. Pubblicata dalla Commissione geologica Svizzera. F° 7, Ticino. Zurigo, 1955.
94. SCHMIDT C., PREISWERK H., STELLA A. - *Geologische Karte der Simplongruppe in 1:50.000*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lief. 26, Spezialkarte n. 48, 1908.
95. STAUB R. - *Tektonische Karte der Alpen in 1:1.000.000*. Geol. Spezialkarte n. 105 A, 1924; *Querprofilen*, n. 105 B₁ e B₂, 1926; *Längsprofile*, n. 105 C, 1926.
96. STELLA A., NOVARESE V. - *Carta Geologica d'Italia*, F° 15, « Domodossola ». Scala 1:100.000. R. Uff. Geol., 1913.

MORFOLOGIA

97. ÄNGEBY O. - *Pothole erosion in recent water-falls*. Lund Studies in Geogr., ser. A, 2, 1951.
98. ÄNGEBY O. - *Recent, subglacial and lateroglacial pothole-erosion (evorsion)*. Lund Studies in Geogr., Ser. A, 3, 1952.
99. ANNAHEIM H. - *Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand*. Geogr. Helv., 1946, pp. 65-149.
100. ANNAHEIM H. - *Über Wege und Methoden der geomorphologischen Erforschung des Tessins*. Boll. Soc. Ticinese Sc. Nat., 1953, pp. 47-66.
101. ARGAND E. - *Sur le drainage des Alpes Occidentales et les influences tectoniques*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 48, pp. XXVIII-XXXII (pr. verb. séance 3 avr. 1912).
102. ARGAND E. - *Le faite structural et le faite topographique des Alpes Occidentales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 48, pp. XXXVI-XL (pr. verbaux séance 17 avr. 1912).
103. BECK P. - *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen*. Mitteil. Naturwiss. Ges. Thun, 1, 1926.
104. BÉNÉVENT T. - *Sur les encoches du verrou glaciaire*. C. R. séances Acad. d. sc., Paris, 158, 2 mars 1914, pp. 742-744.

105. BLACHE J. - *Sur l'interprétation des irrégularités latérales des auges glaciaires*. C. R. Congr. Intern. de Géogr., Amsterdam 1938, T. 2, pp. 13-22.
106. BLACHE J. - *La sculpture glaciaire*. *Rév. de Géogr. Alpine*, 40, 1952, pp. 31-123.
107. BURCHARD A. - *Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler, besonders im Ötztal gewonnen*. *Pet. Mitteil.*, 69, 1923, pp. 158-162, 210-212.
108. BUXTORF A. - *Aus der Talgeschichte der Via Mala*. *Heim-Festschrift, Vierteljahrschrift Naturf. Ges. Zürich*, 64, 1919, pp. 434-457.
109. BUSTICO G. - *Saggio di una bibliografia ossolana*. Domodossola, Tip. Ossolana, 1910.
110. CADISCH J. - *Über einige epigenetische Talstrecken im Rheingebiet und Inngebiet*. *Ecl. Geol. Helv.*, 28, 2, 1935.
111. CAPELLO C. F. - *Il fenomeno carsico in Piemonte. Le zone interne del sistema alpino*. « *Ricerche sulla morf. e idrogr. carsica* », C.N.R., Centro Studi per la Geogr. Fis., Bologna, 1955.
112. CASTIGLIONI G. B. - *Solchi d'erosione subglaciale presso Premia in Val d'Ossola*. *Atti XVI Congr. Geogr. Ital.*, Padova-Venezia, 1954, pp. 567-572.
113. CASTIGLIONI G. B. - *Un'antica frana in Val Formazza*. *Riv. Geogr. Ital.*, 62, 1955, pp. 225-229.
114. CASTIGLIONI G. B. - *Un nuovo studio sui gradini di valle*. *Riv. Geogr. Ital.*, 63, 1956, pp. 362-365.
115. CRAVERI M. - *Note preliminari sui fenomeni esodinamici dell'Ossola*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 30, 1911, pp. 203-244.
116. CRAVERI M. - *Saggio di geoidrografia sotterranea dell'Ossola*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 33, 1914.
117. DAINELLI G. - *Nelle Valli Ossolane*. *Atti X Congr. Geogr. Ital.*, Milano, 1927, App. I, Guida delle escursioni, pp. 29-79.
118. DAINELLI G. - *Atlante fisico-economico d'Italia*. C.T.I., Milano, 1940.
119. DAL PIAZ Gb. - *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale*. *Studi Trentini Sc. Nat.*, 11, 1930, 3, pp. 1-27.
120. DAL PIAZ Gb., DECIMA A., MENECHINI A. - *Utilizzazione idroelettrica del Torrente Ega e di altri bacini tra il Gadera e l'Avisio in prov. di Bolzano*. *Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova*, 20, 1957, 35 pp., 1 carta geol., 3 tav. e 16 figg. n. t.
121. DAVIS W. M. - *Die erklärende Beschreibung der Landformen*. Leipzig-Berlin, 1924.
122. DE MARTONNE E. - *L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines*. *Ann. de Géogr.*, 19, 1910, pp. 289-317; 20, 1911, pp. 1-29.
123. DE MARTONNE E. - *Traité de Géographie physique*. Paris, 1947.
124. DE MAURIZI G. - *Le Valli Antigorio e Formazza*. Guida storica, artistica, turistica. Domodossola, 1927.
125. DE MAURIZI G. - *L'Ossola e le sue valli*. Guida ufficiale storica, artistica, descrittiva, itineraria. Domodossola, 1931.
- 125 bis EBERS E. - *Der Gletschergarten an der Deutschen Alpenstrasse*. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 75, Remagen, 1952.
126. FLÜCKIGER O. - *Glaziale Felsformen*. *Peterm. Geogr. Mitteil.*, Erg.-Heft 218, 1934.
127. GERBER E. - *Das Längsprofil der Alpentäler*. *Geogr. Helv.*, 11, 1956, pp. 160-215.

- 127 bis GERBER E. - *Das Längsprofil der Alpentäler und die Steilenwanderungstheorie*. Peterm. Geogr. Mitteil., Erg.-Heft 262, 1957, pp. 79-90.
128. GYGAX F. - *Epigenetische Talstrecken der Magliasina* (riassunto). Geogr. Helv., 1946, p. 52.
129. JÄCKLI H. - *Geologische Voraussetzungen für das Wandern von Gefällsstufen*. Geogr. Helv., 7, 1952, pp. 367-370.
130. JEGERLEHNER J. - *Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz*. Gerlands Beiträge z. Geophysik, 1903, pp. 486-568.
131. KLEBELSBERG R. - *Geologie von Tirol*. Berlino, 1935.
132. KLEBELSBERG R. - *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien, 1948.
133. LANDINI P. - *La Valle Dévero e le sue condizioni demografiche e pastorali*. Boll. Storico Prov. Novara, 26, fasc. I-II, 1932, pp. 1-43.
134. LAUTENSACH H. - *Die Übertiefung des Tessingebietes. Morphologische Studie*. Geogr. Abhandl., 10, 1, Berlin, 1912.
135. LEHMANN O. - *Kritik der Arbeit von Lautensach: Die Übertiefung...* Zeitschr. f. Gletscherk., 7, 1912-13, p. 128.
136. LEHMANN O. - *Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie*. Abhandl. der Geogr. Ges. Wien, 11, n. 1, 1920.
137. LEHMANN O. - *Die Auswaschungen an Klammwänden und die Richtung des Wasserlaufes*. Berichte der Bundeshöhlenkommission, 3, Vienna, 1922, pp. 40-49.
138. LEHMANN O. - *Gefällsentwicklung und Talstufen im Hochgebirge. Zur Erkennung der Gletscher- und Wasserarbeit*. Zeitschr. f. Geomorphol., 10, 1937, pp. 5-45.
139. LUCERNA R. - *Gletschergarten von Klagenfurt*. Mitteil. Geogr. Ges. Wien, 64, 1921-22, pp. 87-91.
140. LUGEON M. - *Les anciens cours de l'Aar près de Meiringen (Suisse)*. C. R. Acad. des Sciences, Paris, 1900.
141. LUGEON M. - *Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses*. Bull. Laborat. Géol. Géogr. Minér. Paléont. Univ. Lausanne, 1901, n. 2, 34 pp., con tav.
142. LUGEON M. - *Nouveau mode d'érosion fluvial*. Proc. verbaux Soc. Vaud. Sc. Nat., 5 févr. 1913.
143. LUGEON M. - *Le striage du lit fluvial*. Ann. de Géogr., 23-24, 1914-1915, pp. 385-393, 1 t.
144. MALLADRA A. - *Le marmitte dei giganti in Val Formazza*. « Oscella », Milano, Ed. Cogliatti, 1893.
145. MALLADRA A. - *Scene e paesaggi dell'Ossola antichissima*. Conferenza. Milano, Ed. Cogliatti, 1894.
146. MALLADRA A. - *Le marmitte dei giganti in Val d'Ossola*. Illustrazione Ossolana, 1, Domodossola, marzo 1910.
147. MARINELLI O. - *Osservazioni morfologiche nell'Alta Ossola*. Scritti in onore di G. Dalla Vedova, Firenze, 1908.
148. MARINELLI O. - *Atlante dei tipi geografici*. I.G.M., Firenze, I^a ediz. 1922; II^a ediz. curata da ALMAGIÀ R., SESTINI A., TREVISAN L., 1948.
149. MONTERIN U., SOMIGLIANA C. - *Sulla costanza di posizione dei pozzi glaciali*. Boll. Com. Glac. Ital., 10, 1930, pp. 211-227.

150. MÜLLER F. - *Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht, und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 74 Lief., Bern, 1938.
151. NANGERONI G. - *I gradini di valle nelle testate delle valli alpine*. C. R. Congr. Intern. Géogr. Amsterdam, 1938, T. II, pp. 59-62.
152. NUSSBAUM F. - *Beobachtungen über Gletschererosion in den Alpen und in den Pyrenäen*. C. R. Congr. Intern. Géogr. Amsterdam, 1938, T. II, pp. 63-74.
- 152 bis ONDE H. - *Les verrous glaciaires: essai de classification*. Pirineos, 7, n. 19-22, Zaragoza 1951, pp. 5-33.
153. PENCK A., BRÜCKNER E. - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, 1909.
154. PRACCHI R. - *Il glacialismo attuale in Val Formazza*. Boll. Com. Glac. Ital., 21, 1941, pp. 103-128.
155. ROVERETO G. - *Trattato di Geologia Morfologica*. Milano, 1925.
156. SACCO F. - *Gorgie del Piemonte*. Riv. Pro Piemonte, Torino, 1925.
157. SACCO F. - *Il glacialismo nelle Valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola*. Uff. Idrogr. del Po, Pubbl. n. 10, vol. 4, Roma, 1930.
158. SACCO F. - *Il glacialismo piemontese*. L'Universo, 19, 1938, pp. 217-231, 337-352.
159. SALMOIRAGHI F. - *Il pozzo detto glaciale di Tavernola bergamasca sul L. d'Iseo*. Boll. Soc. Geol. Ital., 21, 1902, pp. 221-257.
160. SESTINI A. - *Marmitte dei giganti*. In Encicl. Ital., 1934.
161. SÖLCH J. - *Fluss- und Eiswerk in den Alpen zwischen Oetztal und St. Gotthard*. Pet. Mitteil., Erg.-Heft 219-220, 1935.
162. SÖLCH J. - *Neue Gesichtspunkte zur Glazialmorphologie*. Verhandl. III Intern. Quartärkonferenz, Wien, 1936, pp. 64-69.
163. SÖLCH J. - *Trogprofile und Talstufen*. C. R. Congr. Intern. de Géogr. Amsterdam 1938, T. 2, pp. 191-197.
164. STAUB R. - *Grundzüge und Probleme Alpiner Morphologie*. Denkschrift Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 69, n. 1, Zürich, 1934.
165. STOPPANI A. - *Il bel Paese*. A cura di A. MALLADRA. Ed. Cogliati, Milano, 1908.
166. TRICART J., CAILLEUX A. - *Cours de Géomorphologie*. II P., fasc. I, 2, Le modelé glaciaire et nival. Paris, Centre de docum. Univ., 1953.
167. VALBUSA U. - *Apertura, chiusura, riattivazione dei pozzi glaciali*. Atti Soc. Ital. Progr. Sc., 1932, vol. 2, p. 408.
168. VALBUSA U. - *Le marmitte subglaciali sono sempre di escavazione torrentizia vera e propria*. Ibid., p. 413.
169. VENZO G. A. - *I depositi del Quaternario e l'evoluzione morfologica della Valle del T. Avisio tra Stramentizzo ed Ischiazza (Val di Fiemme, Trentino)*. Studi Trentini di Sc. Nat., 32, 1955, fasc. 2-3, pp. 104-116, con tav. f. t.
170. ZOPPETTI L. - *La frana che interruppe il Sempione*. L'Universo, 1952, pp. 345-351, con 5 figg. n. t.

I N D I C E

PREMESSA	Pag.	3
SGUARDO D'INSIEME	»	4
LO SVILUPPO DELLE CONOSCENZE GEOLOGICHE NELL'ALTA OSSOLA	»	7
LE ROCCE	»	10
CUPOLA DI VERAMPIO	»	11
Ortogneiss granitico di Verampio	»	11
Ortogneiss granitico di Piedilago	»	14
Lente gneissica del Rio d'Alba e Rio degli Orti	»	15
RICOPRIMENTO DI ANTIGORIO	»	16
ROCCE DELLA SINCLINALE MESOZOICA DI BACENO	»	17
Micascisti e rocce associate	»	18
Paragneiss granatiferi a calcite	»	19
Rocce calcareo-dolomitiche	»	20
Conclusioni sulle rocce della sinclinale di Baceno	»	21
ROCCE DELLA SINCLINALE DEL TEGGIOLO SUL MONTE FORNO	»	24
TETTONICA E METAMORFISMO	»	25
I TERRENI QUATERNARI	»	30
Depositi morenici	»	30
Detrito di falda e depositi di frana	»	34
Depositi alluvionali	»	34
I DUE GRADINI DI VALLE	»	34

LE IRREGOLARITÀ DEL FONDOVALLE FRA PREMIA E VE-

RAMPIO	Pag. 38
L'EROSIONE POSTGLACIALE	» 38
IL FONDOVALLE GLACIALE	» 39
LE FORME D'EROSIONE SUBGLACIALE	» 42
LE DUE GOLE DI PREMIA	» 47
RICOSTRUZIONE DELL'ANTICO FONDOVALLE SUGLI 800 METRI	» 50

GLI AGENTI ESOGENI E L'INFLUENZA DELLE ROCCE SULLA
MORFOLOGIA

LA BASSA VAL DEVERO	» 58
LE GOLE DI BACENO	» 58
LA ZONA DI CROVEO	» 60

I GRADINI ALLA CONFLUENZA TOCE-DEVERO: CONCLUSIONI

LE "MARMITTE DEI GIGANTI,,	» 66
--------------------------------------	------

RIASSUNTO	» 70
---------------------	------

ZUSAMMENFASSUNG	» 71
---------------------------	------

BIBLIOGRAFIA	» 73
------------------------	------

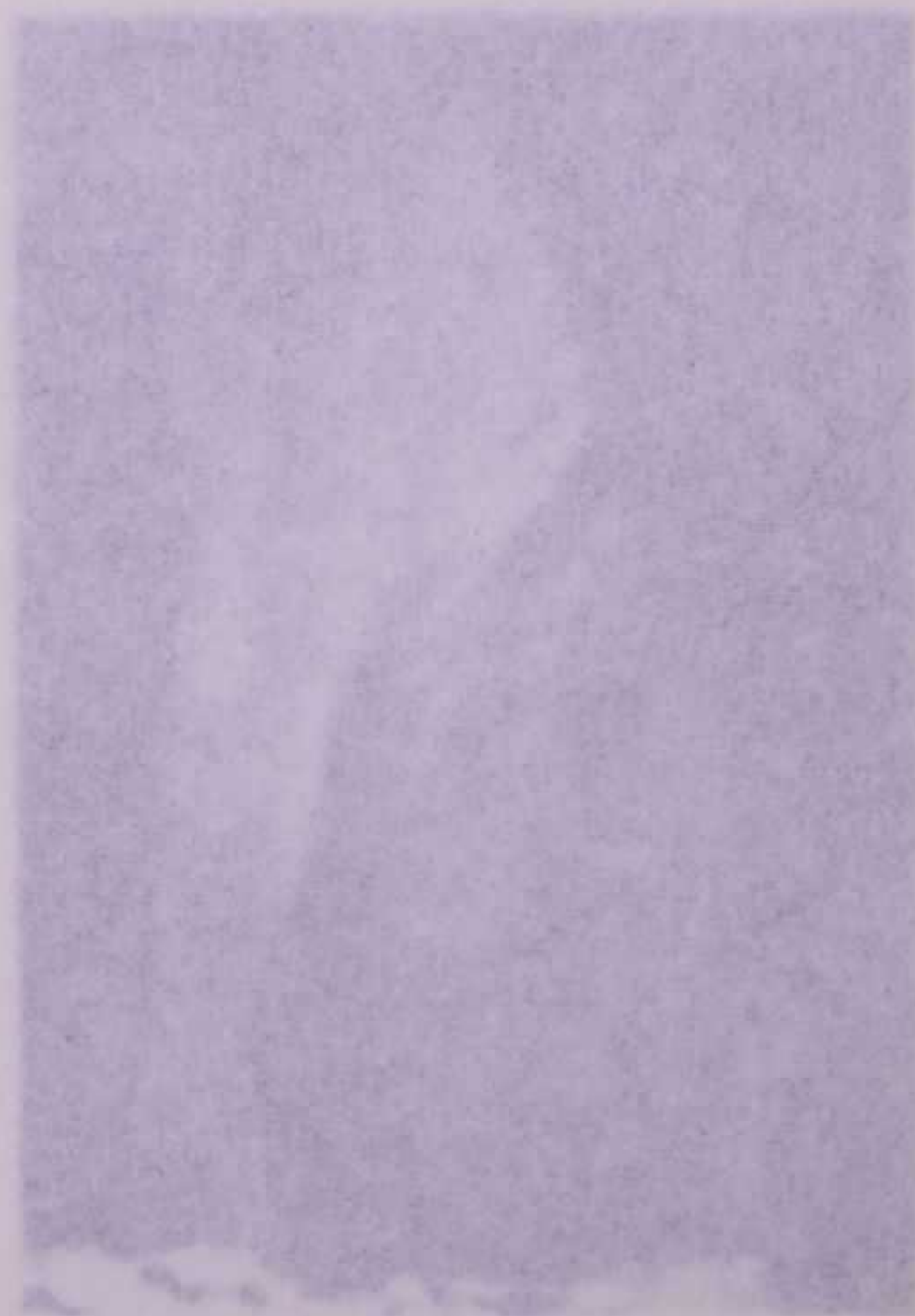
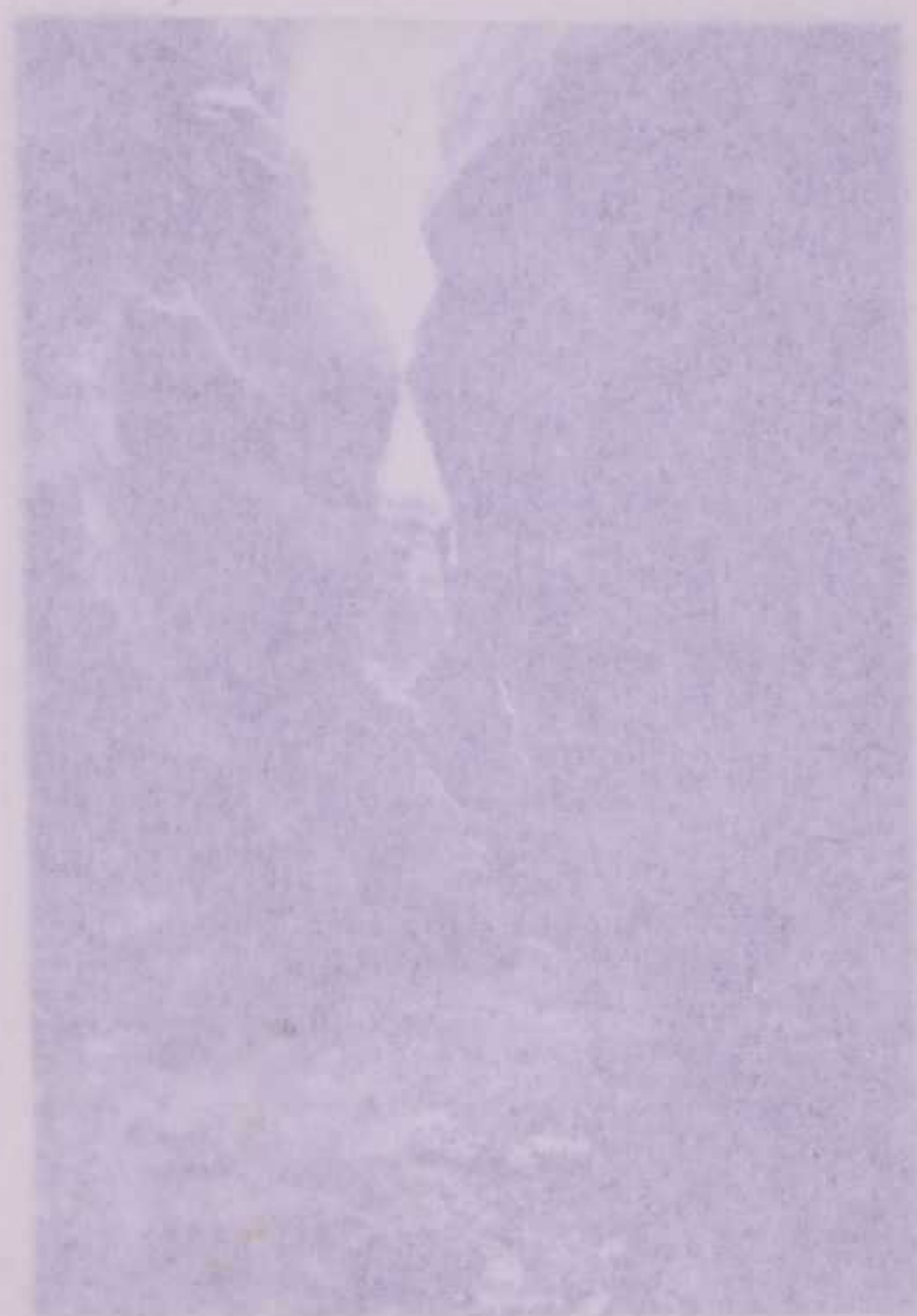
TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Interno dell'orrido di Uriezzo Sud.

FIG. 1 - Tratto superiore.

FIG. 2 - 3 - 4 - Tratto inferiore.

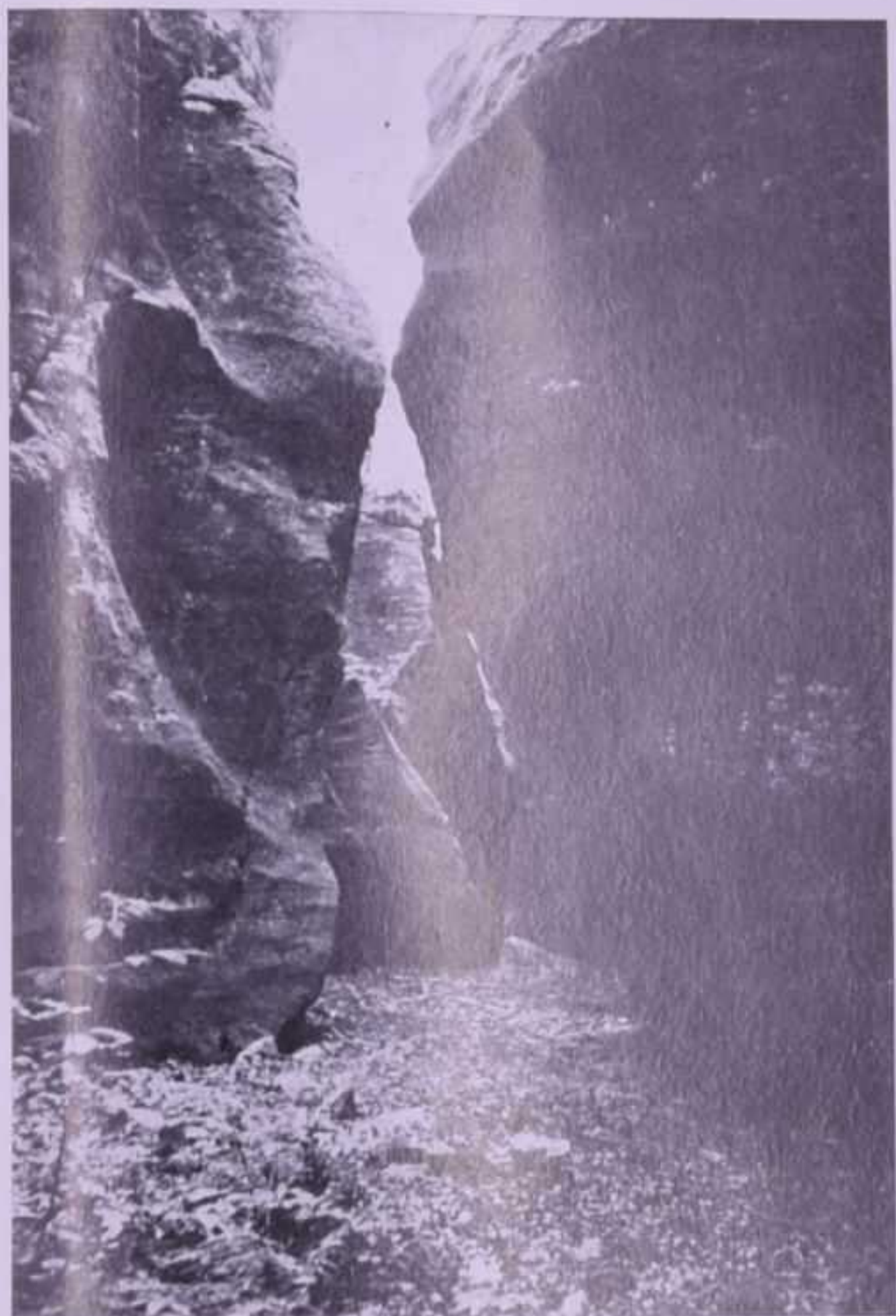


SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Interno dell'orrido di Uriezzo Sud.

Fig. 1 - Tratto superiore.

Fig. 2 - 3 - 4 - Tratto inferiore.



1



2



3



4

TAVOLA II.

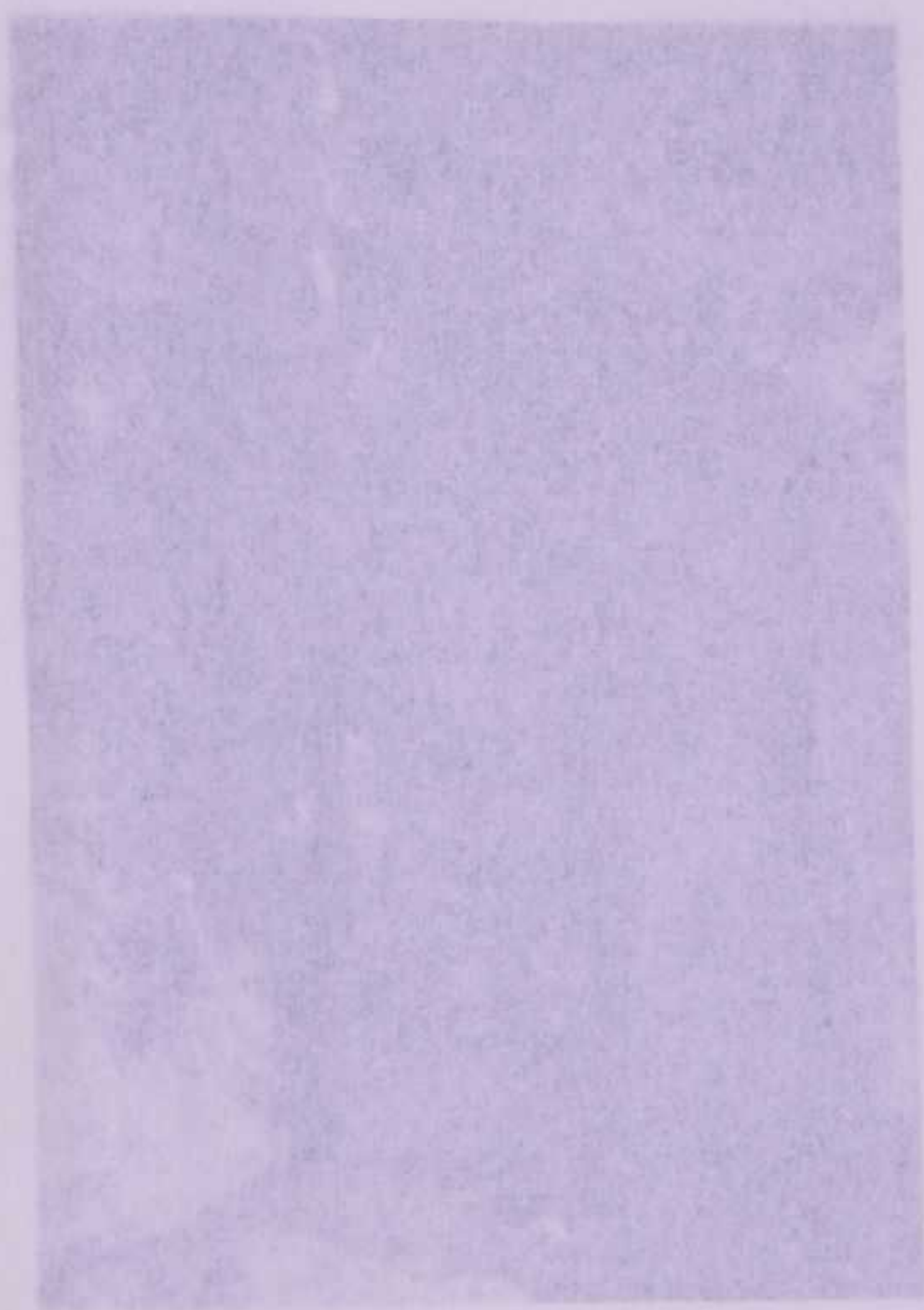
SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

FIG. 1 - L'orrido di Baceno, scavato dal Torrente Dévero nei micascisti, sotto Ponte Silogno. In fondo si scorge la cascata. Fotografia gentilmente concessa dal Prof. A. BIANCHI.

FIG. 2 - La Chiesa Parrocchiale di Baceno posta quasi sull'orlo della gola del Torrente Dévero (fianco sinistro). Tra le rocce e le piante si scorge un intaglio, con andamento diagonale, che rappresenta un antico passaggio torrentizio, scavato probabilmente dalle acque subglaciali ("la Vallaccia,,). La zona è raffigurata nello schizzo di fig. 22, nel testo.

FIG. 3 - Un aspetto delle forme d'erosione all'interno dell'incisione detta "Vallaccia,,. Vedi fig. 2.

FIG. 4 - Le "caldaie di Cròveo,, cavità scavate dal Torrente Dévero nei micascisti. Fotografia gentilmente concessa dal Prof. A. BIANCHI.



1



2



3



4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

Fig. 1 - L'orrido di Barco, scavato dal Torrente Dèvra che scende dal Ponte Silego. In fondo si scorge la cascata. Fotografia di A. Brancati.

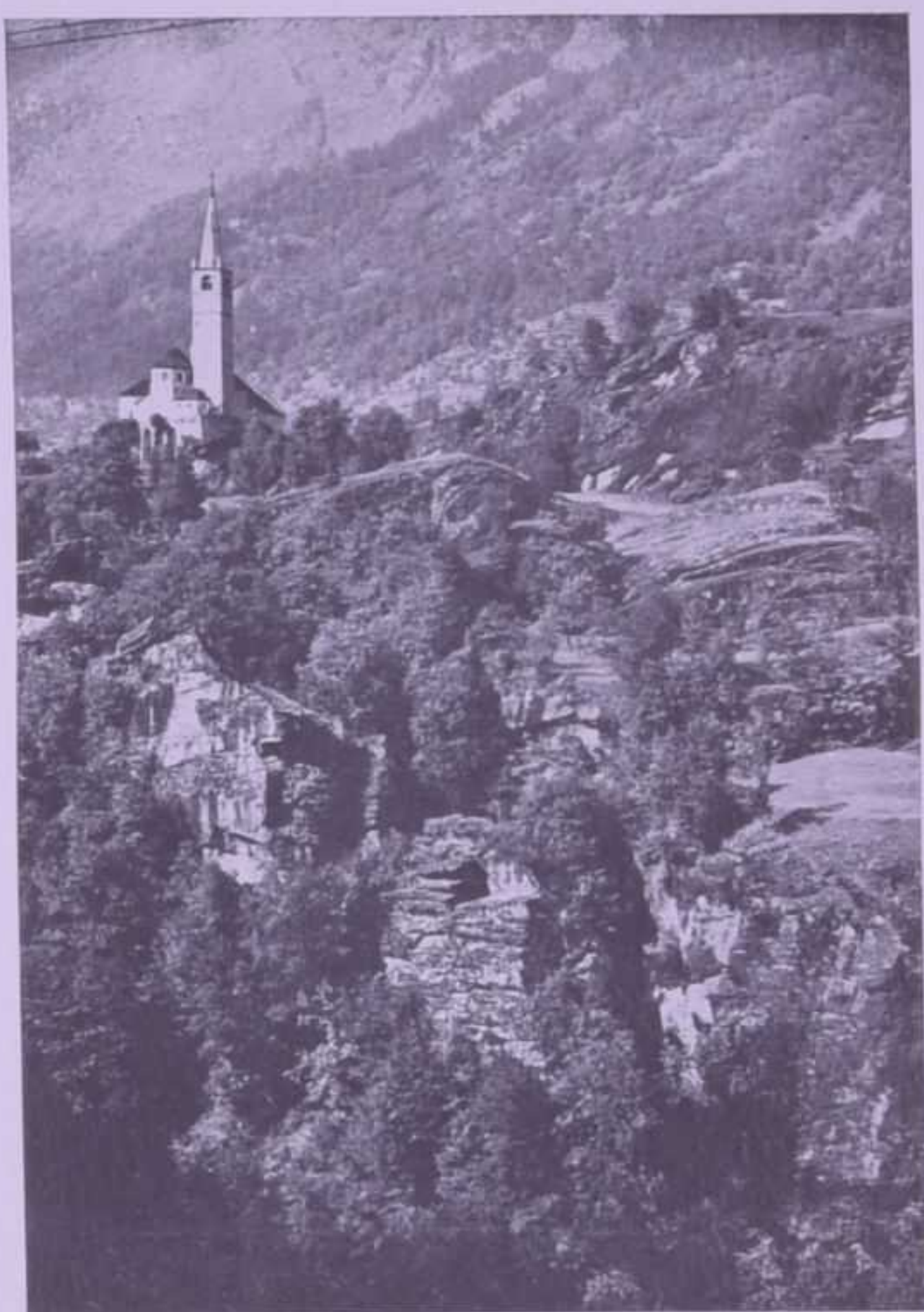
Fig. 2 - La Chiesa Parrocchiale di Barco posta quasi all'imboccatura del Torrente Dèvra (sinistra). Tra le rovine si vede un muro di cinta, che rappresenta la chiesa, che probabilmente dalle acque subì gravi danni. La chiesa è raffigurata nella schizza di fig. 32. dell'atlas.

Fig. 3 - La chiesa di S. Maria all'interno dell'orrido di Barco. Vedi Fig. 1.

Fig. 4 - La chiesa di S. Maria, nella parte superiore del Torrente Dèvra. Fotografia di A. Brancati.



1



2



3



4

ADOVA - VOL. XX

G. B. CASTIGLIONI

LLA ZONA DI BACENO E PREMIA (VAL D'OSSOLA)

RILEVATA NEGLI ANNI 1952 - 1954

G. B. CASTIGLIONI

CARTA GEOLOGICA

DELLA ZONA DI BACENO E PREMIA (VAL D'OSSOLA)

SCALA 1 : 25.000

