BRUNO CASTIGLIONI

OSSERVAZIONI SUL GLACIALISMO QUATERNARIO DELL' ALBANIA SETTENTRIONALE

(Con 1 ritratto dell' autore e 22 figure nel testo)

PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1949

Memorie dell' Istituto Geologico dell' Università di Padova - Vol. XVI.

BRUNO CASTIGLIONI

1898 - 1945

BRUNO CASTIGLIONI, *educato dalla famiglia a severe virtù e a rigido senso del dovere, temprò lo spirito e il corpo nell'ardua palestra delle Alpi. Appassionato cultore delle discipline geografiche e geologiche, dedicò l'inesausta attività e il fervido ingegno allo studio della Sua terra e di lontani paesi. Divenuto ben presto un Maestro nel campo delle scienze geografiche, fu chiamato alla dignità della cattedra presso le Università di Messina e di Pavia. Servì l'Italia in pace e in guerra con esemplare dedizione spinta fino al sacrificio supremo. Nei giorni della liberazione (26 e 27 aprile 1945) offriva la nobile vita per la salvezza della città di Pavia e per l'affermazione di quegli ideali di umanità e di giustizia a cui si era sempre ispirato. Amici e colleghi, che Lo ebbero collaboratore prezioso in questa raccolta di* « Memorie », *ne vogliono qui tramandato il ricordo.*

AVVERTENZA

Il presente lavoro era destinato originariamente a uscire nel « Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano ». Esso si trovava ormai in seconde bozze verso la fine del 1942, quando si dovette sospenderne la tiratura definitiva a causa di un bombardamento aereo che danneggiò gravemente la tipografia presso la quale si stampava il periodico del Comitato. Successivamente, per le insuperabili difficoltà finanziarie subentrate nel dopoguerra, il Comitato Glaciologico dovette suo malgrado rinunciare alla pubblicazione del lavoro, che venne così assunta dalle « Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova » con il gentile consenso della Famiglia dell'indimenticabile Collega.

La nuova stampa del testo si basa sulle seconde bozze della precedente composizione, che erano già state accuratamente rivedute dallo stesso Autore. Per le illustrazioni si sono potuti utilizzare quasi tutti i clichès fatti preparare a suo tempo dal Comitato Glaciologico e favoritici con squisita cortesia dai Prof.ri C. Somigliana e M. Vanni, che vivamente ringraziamo. Il clichè che riproduce un'immagine giovanile dell'Autore ci fu gentilmente procurato dal Dott. F. Bertossi dell'Università di Pavia, al quale pure desideriamo esprimere il nostro ringraziamento.

Padova, aprile 1949.

La Direzione delle « Memorie »

Nell'estate-autunno 1939, trovandomi in Albania in servizio militare, percorsi vari itinerari nei territori montuosi settentrionali. Una parte di questi itinerari aveva lo scopo principale del rilevamento geòlogico dei monti dell'alta Mirdizia (tra il bacino del Fandi e quello del Drin Nero), rilevamento affidatomi dall'Accademia d'Italia. Altri itinerari, specialmente nelle Alpi Albanesi, compii per motivi di servizio, e solo occasionalmente potei lungo i medesimi sostare per raccogliere osservazioni scientifiche, o compiere apposite deviazioni.

Il lettore comprende facilmente che le osservazioni paleo-glaciologiche che verrò esponendo non sono il frutto di ricerche basate su un piano preordinato e condotte con sistematicità; ma derivano invece in gran parte da ricerche frammentarie e occasionali. Tuttavia esse mi hanno permesso di raccogliere una somma di dati che, pur nella loro incompletezza, mi pare apportino un certo contributo alle conoscenze sul glaciale dell'Albania, tale da invogliarmi a pubblicarli così come sono, senza attendere ulteriormente l'occasione, auspicata, di poterli arricchire ed estendere mediante nuove ricerche.

Il mio pensiero si rivolge con gratitudine al Prof. Giotto Dainelli, che si interessò presso la Presidenza dell'Accademia d'Italia per rendermi possibile, finchè le esigenze militari lo permisero, di dedicarmi alle predette ricerche geologiche; ed ai miei superiori militari — in primo luogo il colonnello Dapino, comandante dell'8° Reggimento Alpini, ed i maggiori (oggi tenenti colonnelli) Dall'Armi e Zacchi, rispettivamente comandanti del Battaglione Gemona e del Battaglione Cividale — i quali facilitarono in tutti i modi lo svolgimento del mio compito particolare, con alta comprensione delle finalità scientifiche.

Le precedenti cognizioni sul Glaciale dell'Albania settentrionale si trovano esposte specialmente nei lavori del Louis (*17*, *18*) e del Nowack (*28*).

I. - ALPI ALBANESI

In questo più importante sistema montuoso dell'Albania settentrionale il mio esame concerne tre delle principali valli che si diramano dal nodo centrale: verso E la Valbona, verso S la valle di Shala e verso W la valle del Prroni That. La prima e la terza furono percorse da importanti ghiacciai quaternari, come per la prima era noto già da qualche tempo, mentre per l'altra non si avevano che pochi dati incerti; infine la valle centrale di Shala, da me visitata solo nel tratto superiore (conca di Thethi), dal punto di vista glaciologico pare offra minore interesse.

ALTOPIANO DI VRITHI E VALLE DEL PRRONI THAT

1. Vrithi. — Esaminando una prima volta la carta topografica (quadrante Vukli) fui colpito dall'evidentissima figurazione di due rilievi arginiformi arcuati, di grande potenza, aventi apparentemente tutte le caratteristiche morfologiche di morene laterali, rispetto ad una lingua glaciale che una volta avesse occupato la conca di Razna, a circa 1000 m. s. m., poco sopra il villaggetto di Vrithi. La fronte si sarebbe trovata a circa 900 m. nella valletta di Dragoqi, piccolo affluente di destra del Pr. That. Un tale ghiacciaio avrebbe avuto il bacino collettore sull'altopiano carsico che si stende più a N, avente un contorno di cime comprese per lo più fra 1700 e 1900 m. e una depressione centrale inferiore a 1300 m., donde la valle scende con profilo a gradinata verso Razna.

Se un dubbio poteva rimanermi riguardo siffatta interpretazione della carta, esso derivava soltanto dal fatto che mi sembrava strano che forme così vistose, se davvero esistenti, fossero sfuggite ai vari autori che si sono occupati del problema glaciale o in genere della geologia e della morfologia di questa regione ([1]). Trovata l'occasione per compiere una breve visita alla località, ebbi conferma esatta di quanto avevo supposto (v. cartina fig. 6, e vedute fig. 1 e 2).

Le due morene laterali prendono a individuarsi poco sopra i 1300 m. A giudicare dalla loro altezza rispetto alla valle di Razna (fondo calcareo a gradinate, con forme carsiche), la lingua glaciale aveva il ragguardevole spessore di 300-350 m.; attenuantesi gradatamente a 150 sulla soglia inferiore. Le morene di sinistra, a cordone unico, appoggiate contro il ripido versante di Bretaçi, cessano praticamente a m. 1050. Quelle di destra invece (che diremo di Troshan), staccandosi dal fianco del Veliçik, lasciano al di fuori altre due conche carsificate. Inoltre, dato che su questo lato il ghiacciaio poteva espandersi più liberamente e quindi subire più ampie oscillazioni laterali, le morene si sdoppiano in due cordoni principali, l'interno molto regolare, l'esterno scisso in una serie di collinette, e comprendendo tra l'uno e l'altro cordone una serie di piccole depressioni prative. La presenza di falde acquifere sotto il fondo di tali conche è rivelata dall'esistenza di pozzi perenni, che vi attingono, e che, oltre ad essere punti di richiamo per le greggi, hanno anche permesso il sorgere di piccoli gruppi di abitazioni intorno alla chiesetta di Troshan, per lo più casette, piccole ville per il soggiorno estivo di famiglie scutarine. Il luogo, collegato da una piccola strada carrozzabile col fondo valle del Pr. That, è molto ameno, tra boschetti di faggio e praterie fresche, come se ne vedono poche in Albania. In complesso i depositi morenici, colla loro fitta vegetazione arborea, resa possibile dall'abbondante terriccio che trattiene l'acqua, si marcano nel paesaggio, con netto distacco dai fianchi dei monti circostanti, che mostrano quasi ignude le grigie bancate dei calcari giuresi e cretacei.

Per quanto riguarda la costituzione delle morene, prevalgono nelle parti alte i ciottoli accatastati (calcari con fossili cretacei), superficialmente corrosi dalle acque meteoriche. Nelle parti inferiori qualche intaglio operato dall'acqua lascia scorgere la morena di fondo, con abbondanza di limo e di ciottoli striati.

([1]) Anche il Nopcsa, che dedicò due pagine alla descrizione morfologica di questa valletta, dandone anche uno schizzo topografico (25, pp. 38-39), non s'avvide della presenza di queste colossali morene che ne formano l'elemento morfologico più caratteristico.

Fig. 1. - La conca di Razna e la morena sinistra (***) dell'antico ghiacciaio di Vrithi.
B = Maja e Boçanit; Z = Kunora e Zagorës.

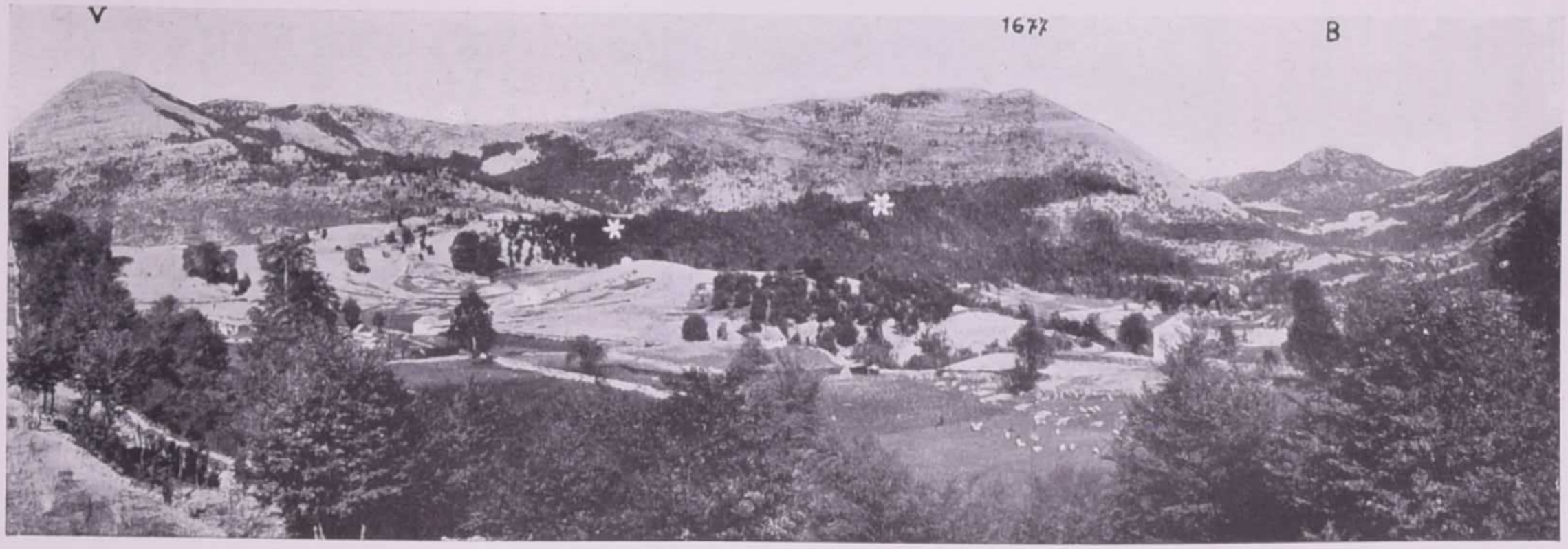

Fig. 2. - Colline moreniche di Troshan con piccola conca intermorenica e, a destra, la conca centrale di Razna.
** = tratto superiore della morena destra; V = Veliçik; B = Boçani.

L'espansione del ghiacciaio verso SW trovava ostacolo nella presenza di una dorsale rocciosa, che serra lo sbocco della conca di Razna e limita a N la conca di Vrithi. A questa dorsale, culminante nella q. 1104, s'addossano le morene di Troshan, senza poterla completamente sormontare; dopo di che la lingua del ghiacciaio, assottigliata, s'allungava per un altro chilometro nella valletta di Dragoqi. I cordoni morenici conservati qua e là sul fianco destro lasciano riconoscere approssimativamente la posizione estrema raggiunta dalla fronte, a meno di 800 m. s. m., dove la valletta si fa più stretta e ripida a guisa di gola. Una seconda posizione frontale, collegabile colla cerchia più interna delle morene di Troshan, è segnata dalla piccola altura di q. 943. (fig. 3).

Fig. 3. - Morene frontali (*a*, *b*) del ghiacciaio di Vrithi, nella valletta di Dragoqi.

Al di sotto degli 800 m. non ho scorto altre morene, che denotassero una precedente fase di espansione ancora maggiore. Soltanto nel gradino terminale di questa valletta, pensile sulla valle del Pr. That, a circa 650 m. d'altezza presso il cimitero di Shkreli, rinvenni qualche grosso masso erratico, ciottolame striato e impasto di limo biancastro, molto più compatto che non le morene di Troshan; dunque morena di fondo, che, così isolata, non raccordabile con alcun altro deposito lasciato dal ghiacciaio di Vrithi, non credetti che potesse appartenere a questo ghiacciaio, e la considerai invece come una prova dell'esistenza d'un grande ghiacciaio di valle lungo il Pr. That, che qui avrebbe avuto ancora la potenza di 150-200 m. (fondovalle a circa 500 m.).

Il ghiacciaio di Vrithi, ricostruito nel suo bacino collettore in base alla carta topografica, *avrebbe avuto un'estensione di circa 30 Kmq*. Trattandosi d'un ghiacciaio essenzialmente d'altopiano, è davvero straordinario lo sviluppo delle morene depositate lungo le sponde della sua lingua ablatrice.

In base all'altitudine media del ghiacciaio, si può calcolare l'altezza del limite di nevato fra 1500 e 1550 m. Data l'esposizione prevalente a S, esso corrisponderebbe ad un

limite nivale regionale (*climatico*) alquanto più basso, poniamo *sui 1450 m.* Tale bassa posizione del limite nivale pare pienamente giustificata dall'altissima piovosità attuale del versante SW delle Alpi Albanesi, che non poteva essere minore nell'epoca glaciale. Il Louis, in base alle forme circoidi segnate sulla carta austriaca, calcolava per questo versante il limite delle nevi permanenti a 1600 m. (*18*, p. 35): ciò che non gli impedì però di far passare, sulla sua cartina, anche l'isochiona di 1400 a breve distanza di qui, lungo le falde occidentali delle Alpi Albanesi. La identificazione del ghiacciaio di Vrithi rende ora necessario in questo settore lo spostamento verso E delle curve tracciate da detto autore.

Fig. 4. - Solco del Prroni That a monte del guado q. 554, fra terrazze di tenace conglomerato.

2. Bassa valle del Prroni That (1). — La più lunga delle valli scendenti dal nodo centrale delle Alpi Albanesi non potrebbe avere denominazione più appropriata: Prroni That, ossia Rio Secco. Dal principio alla fine l'alveo torrentizio che la percorre è infatti abitualmente asciutto; rare e brevissime, ma molto impetuose, le piene occasionali, di primavera o di autunno (2).

Tale alveo è generalmente stretto, incassato fra sponde ripide di antiche terrazze alluvionali, fortemente cementate (fig. 4). Solo in pochi tratti ho potuto assicurarmi che il torrente taglia anche roccia in posto (calcari mesozoici): specialmente poco a N del gomito che la valle descrive presso Ducaj, tratto che corrisponde a una stretta (3), con gradino, fra due tratti allargati a guisa di conche.

(1) Cfr. Bauer, *3*, pp. 264-265.
(2) Ippen, *8*, p. 12.
(3) « Gola di Shkreli » (Gryka Shkrelit), secondo il Nopcsa (*25*, p. 33).

Dopo oltre 20 Km. di percorso, fra alti e scoscesi fianchi montuosi, finalmente la valle si apre, presso Dedaj, in mezzo a una chiostra di basse colline, e la sua larghezza di circa mezzo chilometro passa a 4 e poi a 2 km. In questo tratto le antiche alluvioni si espandono per tutto lo spazio libero, formando un cono intravallivo, relativamente ripido (pendenza media 3,4 %) e di potenza certo molto ragguardevole. La valle qui si presenta tipicamente sovralluvionata, lasciando appena emergere nel bel mezzo la sommità di alcune colline semisepolte; le vallette laterali hanno il fondo in contropendenza, ostruite come sono dalla massa delle alluvioni del Pr. That. In mezzo a queste — che formano un'arida landa sassosa con chiazze di magrissimo pascolo — passano incassati e stretti il letto del Pr. That e altri minori alvei asciutti. (fig. 5).

Fig. 5. - Il grande cono diluviale del Prroni That, presso il suo inizio (sotto Dedaj). Nello sfondo lo sbocco della valle del Pr. That e, a sinistra, l'altopiano di Vrithi.

Da ultimo anche le colline cessano, lasciano il campo alla pianura di Kopliku, o meglio al più vasto cono di deiezione pedemontano che il Pr. That ha costruito in tempi passati avanzandosi a guisa di delta nel lago di Scutari. Il cono intravallivo predetto non è altro che la parte superiore, rimontata per 7 Km. entro valle, del grande cono pedemontano. Su un raggio di circa 10 Km. la superficie del cono discende 220 m., con una pendenza che nel primo tratto è ancora superiore al 3 %, e poi, sotto alla isoipsa 100, s'appiattisce alquanto, riducendosi alla pendenza media dell' 1,5 % nella parte più propriamente deltizia, di costruzione più recente. A partire dalla quota di 150 m. aumenta gradatamente lo strato di terriccio rossastro sulla superficie del cono, e con esso le colture di grano, viti ecc.

A sud di questo cono altri torrenti, più o meno importanti, hanno costruito i loro coni alluvionali che, concresciuti insieme, hanno dato origine alla pianura pedemontana che costeggia il lago a N di Scutari, ricoprendo quasi ovunque i depositi marini

pliocenici (*19*). Ma nessuno di questi coni è paragonabile per imponenza a quello del Pr. That, il quale, per abbondanza di materiale e potenza di trasporto, doveva superare gli altri torrenti in misura ben superiore a quanto comportasse il semplice rapporto di lunghezza e di ampiezza dei bacini rispettivi. La questione è stata discussa da Nopcsa (*25*, pp. 103-104,205-206). Non possedendo io una cognizione diretta degli altri torrenti, devo limitarmi ad esaminare il Pr. That per se stesso.

Quali le cause possibili d'una così potente costruzione alluvionale?

Bisogna premettere, s'intende, che il torrente doveva essere più attivo, in determinati momenti del Quaternario, almeno durante le stagioni più piovose. Inoltre il carsismo poteva essere meno progredito, e quindi l'acqua di fondo meno abbassata che non sia ora, in tutto il bacino montano. Ma soprattutto doveva essere più copioso l'afflusso meteorico (ed eventualmente glaciale), per cui è d'uopo risalire a condizioni climatiche ben diverse dalle attuali, quali potevano regnare, in ispecie, nel periodo glaciale. La forte alimentazione doveva permettere alla falda acquifera subalvea di mantenersi a piccola profondità, e quindi alla corrente di piena del torrente di giungere fino alla foce più spesso e con maggiore energia che non faccia oggi. D'altra parte la grande permeabilità di queste alluvioni grossolane doveva sempre causare forti perdite per infiltrazione; e in questo fatto è da vedere una causa della rapida deposizione del materiale solido trascinato e della conseguente forte pendenza assunta dal deposito nonchè di qualche convessità che si nota nel profilo longitudinale ([1]).

Ma rimane da spiegare la provenienza di tanto materiale: ciò che costituiva per me il maggior motivo di curiosità. Pur non potendo dare per risolto esaurientemente il problema, ho raccolto un certo numero di elementi, che aiutano a chiarirlo. Tre cause possono presentarsi, a priori, come più probabili: 1) la possibile esistenza d'una zona di rocce molto friabili nel bacino montano; 2) una fase di maggiore intensità erosiva nella montagna, conseguente a una fase di intenso sollevamento orogenico; 3) l'esistenza di grossi depositi glaciali, da cui possa aver preso origine un grande cono fluvioglaciale.

Quanto alla prima causa, dico subito che se pure molte delle pareti calcaree, talvolta tettonicamente molto tormentate, hanno evidentemente fornito e forniscono una considerevole quantità di detrito, tuttavia non si scorge facilmente una proporzione tra questo fatto e l'enorme alluvionamento del basso corso del torrente. Tale sproporzione non va neppure a favore della seconda causa. Ho già detto che lungo quasi tutta la valle si vedono vecchi depositi alluvionali, i quali si potrebbero ritenere coevi e congeniti coi conglomerati del cono terminale, non foss'altro che per la forte cementazione di entrambi. Ma morfologicamente sono tutt'altra cosa. Nel tratto montano non si ha mai l'impressione di una valle sovralluvionata. Ma poi, soprattutto, il profilo longitudinale dei terrazzi, a monte di Dedaj, è notevolmente irregolare, e non si raccorda col profilo del cono da Dedaj in giù. La pendenza media è molto minore: a Dedaj è un

---

([1]) Cfr. specialmente Gortani M., *I fiumi di tipo friulano e il loro profilo di equilibrio* (Atti del X Congresso Internaz. di Geografia, Roma, 1913). Il cono del Pr. That presenta effettivamente due lievi convessità attribuibili a tale causa: l'una verso i 400 m. d'altezza, l'altra tra i 150 e i 200 m., ossia in corrispondenza dei due maggiori allargamenti della superficie alluvionale, dove quindi la corrente era tratta a maggiormente disperdersi e a perdere energia.

punto di flesso che non può interpretarsi come una comune convessità del profilo. Di più, se anche ciò non appare nel profilo (v. fig. 7), costruito in base ai dati forniti dalla carta topografica, ricordo che il fondovalle terrazzato a monte di Dedaj appariva alquanto depresso, quasi a forma di conca. *Il cono sotto Dedaj e le terrazze entro valle sono dunque geneticamente due cose distinte; oppure sono intervenuti altri fatti che hanno successivamente modificato la parte entro valle di un deposito originariamente unitario.*

Osserviamo più da vicino. Le terrazze di Shkreli (*E*), in sponda destra, di tenacissimo conglomerato, hanno superficie ondulata, a volte quasi collinosa. Ciò porta a pensare che si tratti, almeno in parte, di depositi morenici. Qualche tratto del fondovalle ho detto che sembra invece depresso, come se si trattasse del bacino terminale d'una lingua glaciale; così a Shkreli stesso e, più su, a Ducaj. La conca di Ducaj presenta un proprio sistema di terrazze alluvionali più recenti, a monte di una stretta fra alture rocciose e conglomeratiche (lettera *F*, sulla cartina e sul profilo).

Indipendentemente da queste piccole conche, la valle ha in generale una bella sezione ad U, appena intagliata sul fondo dall'incisione recente. Questo carattere morfologico, anche se non può costituire da solo una prova decisiva — dato che in parte è dovuto al riempimento alluvionale sul fondo e alle falde detritiche alla base dei versanti — rafforza comunque l'impressione che tutta la valle sia stata occupata da un ghiacciaio, il quale poteva giungere fino all'uscita, a Dedaj, dove appunto ha inizio il grande cono.

La ricostruzione del ghiacciaio di Vrithi (v. sopra) ci ha permesso di fissare a meno di 1500 m. l'antico limite nivale per questo versante SW delle Alpi Albanesi. Ciò rende senz'altro ammissibile la discesa del ghiacciaio del Pr. That fino a Dedaj, ghiacciaio che ancora nell'ultimo tratto, fra Ducaj e Dedaj, poteva ricevere contributi glaciali non indifferenti dai valloni della catena meridionale (vette comprese fra 1800 e 2100 m.).

Come già dissi, nel versante N sopra la chiesa di Shkreli rinvenni materiale morenico a 650 m. (*B*), che non pare possibile attribuire ancora al ghiacciaio di Vrithi: esso s'inquadrerebbe invece ottimamente fra i depositi di sponda del ghiacciaio del Pr. That.

A Dedaj stesso potei osservare alcune piccole alture detritiche, sul fondovalle, proprio dov'è supponibile si trovasse la fronte del ghiacciaio. Non potei purtroppo soffermarmi, per accertarmi della supposta loro natura morenica. Ma potei osservare che, più a NE, dal fianco del M. Goloberdo si distacca una piccola altura allungata, declinante alle case di q. 542: esattamente in direzione delle alture detritiche del fondovalle. La copre una fitta vegetazione arbustiva, che contrasta coll'aridità del versante calcareo sovrastante. Tutto lascia credere che si tratti della morena laterale sinistra, in connessione colla fronte di Dedaj. Sull'opposto versante pare di vedere la corrispondente morena destra, in un tratto di terrazzo appoggiato al pendio, fra 600 e 650 m.: terrazzo che per forma e per analoghi caratteri vegetativi risulta perfettamente simmetrico alla descritta altura della sponda sinistra (*C* - *C*).

Dunque, pur non avendo potuto, per mancanza di tempo, documentarmi più esaurientemente, *ho sufficienti argomenti per ritenere che a Dedaj esistesse la fronte*

punto di flesso che non può interpretarsi come una comune convessità del profilo. Di più, se anche ciò non appare nel profilo (v. fig. 7), costruito in base ai dati forniti dalla carta topografica, ricordo che il fondovalle terrazzato a monte di Dedaj appariva alquanto depresso, quasi a forma di conca. *Il cono sotto Dedaj e le terrazze entro valle sono dunque geneticamente due cose distinte; oppure sono intervenuti altri fatti che hanno successivamente modificato la parte entro valle di un deposito originariamente unitario.*

Osserviamo più da vicino. Le terrazze di Shkreli (*E*), in sponda destra, di tenacissimo conglomerato, hanno superficie ondulata, a volte quasi collinosa. Ciò porta a pensare che si tratti, almeno in parte, di depositi morenici. Qualche tratto del fondovalle ho detto che sembra invece depresso, come se si trattasse del bacino terminale d'una lingua glaciale; così a Shkreli stesso e, più su, a Ducaj. La conca di Ducaj presenta un proprio sistema di terrazze alluvionali più recenti, a monte di una stretta fra alture rocciose e conglomeratiche (lettera *F*, sulla cartina e sul profilo).

Indipendentemente da queste piccole conche, la valle ha in generale una bella sezione ad U, appena intagliata sul fondo dall'incisione recente. Questo carattere morfologico, anche se non può costituire da solo una prova decisiva — dato che in parte è dovuto al riempimento alluvionale sul fondo e alle falde detritiche alla base dei versanti — rafforza comunque l'impressione che tutta la valle sia stata occupata da un ghiacciaio, il quale poteva giungere fino all'uscita, a Dedaj, dove appunto ha inizio il grande cono.

La ricostruzione del ghiacciaio di Vrithi (v. sopra) ci ha permesso di fissare a meno di 1500 m. l'antico limite nivale per questo versante SW delle Alpi Albanesi. Ciò rende senz'altro ammissibile la discesa del ghiacciaio del Pr. That fino a Dedaj, ghiacciaio che ancora nell'ultimo tratto, fra Ducaj e Dedaj, poteva ricevere contributi glaciali non indifferenti dai valloni della catena meridionale (vette comprese fra 1800 e 2100 m.).

Come già dissi, nel versante N sopra la chiesa di Shkreli rinvenni materiale morenico a 650 m. (*B*), che non pare possibile attribuire ancora al ghiacciaio di Vrithi: esso s'inquadrerebbe invece ottimamente fra i depositi di sponda del ghiacciaio del Pr. That.

A Dedaj stesso potei osservare alcune piccole alture detritiche, sul fondovalle, proprio dov'è supponibile si trovasse la fronte del ghiacciaio. Non potei purtroppo soffermarmi, per accertarmi della supposta loro natura morenica. Ma potei osservare che, più a NE, dal fianco del M. Goloberdo si distacca una piccola altura allungata, declinante alle case di q. 542: esattamente in direzione delle alture detritiche del fondovalle. La copre una fitta vegetazione arbustiva, che contrasta coll'aridità del versante calcareo sovrastante. Tutto lascia credere che si tratti della morena laterale sinistra, in connessione colla fronte di Dedaj. Sull'opposto versante pare di vedere la corrispondente morena destra, in un tratto di terrazzo appoggiato al pendio, fra 600 e 650 m.: terrazzo che per forma e per analoghi caratteri vegetativi risulta perfettamente simmetrico alla descritta altura della sponda sinistra (*C* - *C*).

Dunque, pur non avendo potuto, per mancanza di tempo, documentarmi più esaurientemente, *ho sufficienti argomenti per ritenere che a Dedaj esistesse la fronte*

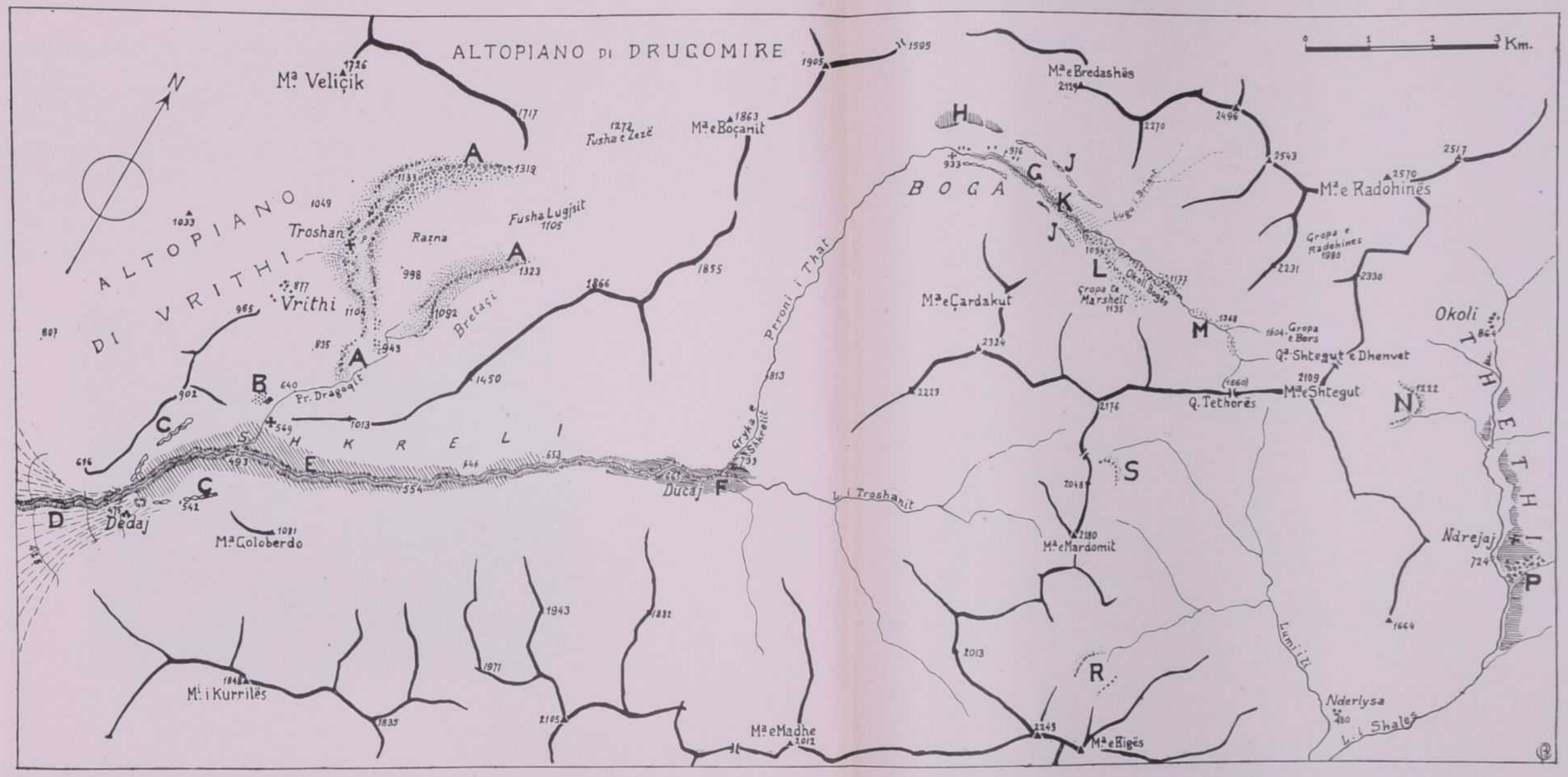

Fig. 6. - *CARTA SCHEMATICA DEL BACINO DEL PRRONI THAT*

A - A - A, morene del ghiacciaio di Vrithi.
B, morena del cimitero di Shkreli.
C - C, cordoni e terrazze riferibili all'apparato morenico del ghiacciaio del Pr. That.
D, inizio del grande cono diluviale di Dedaj.
E, terrazze di alluvioni cementate nella bassa valle del Pr. That.
F, terrazze inferiori di Ducaj.
G, conglomerati antichi (rissiani?) del fondovalle presso Boga.
H, alte terrazze di alluvioni cementate sopra Boga.
J - J, terrazze moreniche riferibili allo stadio di Boga.
K, morene di fondo riferibili allo stadio di Boga.
L, morene dello stadio di Okoli.
M, morene di fondo degli ultimi stadi.
N, morena del monte Shtegu.
P, sbarramento franoso della conca di Thethi e terrazze alluvionali connesse.
R, morene del monte Biga.
S, morene del monte Mardomi.

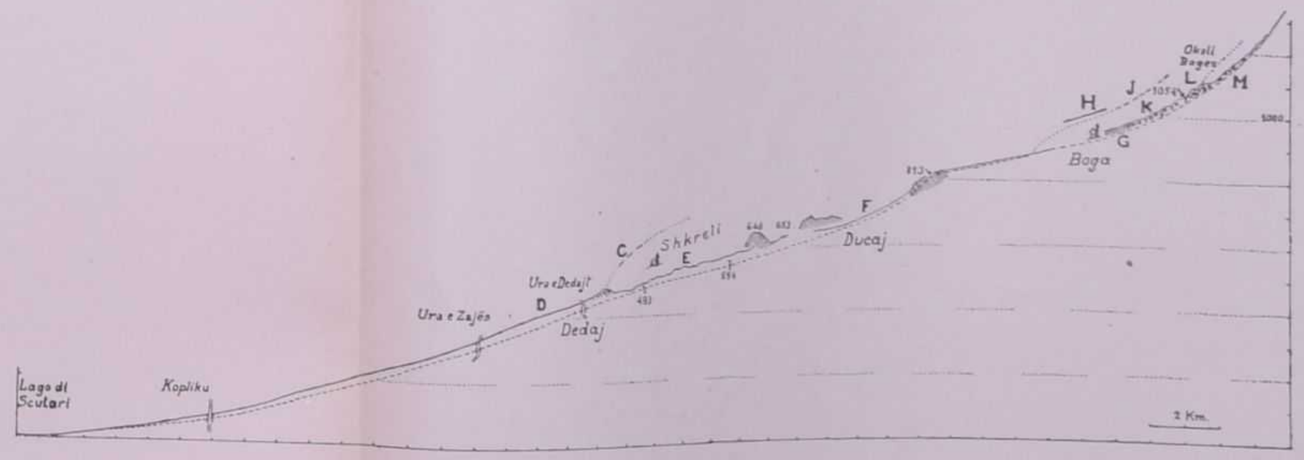

Fig. 7. - *PROFILO LONGITUDINALE DEL PRRONI THAT*
(Le lettere corrispondono a quelle della cartina fig. 6).

del ghiacciaio del Pr. That. Da essa prendeva direttamente origine il grande cono fluvio-glaciale.

L'arco frontale sarebbe andato in parte distrutto per opera delle stesse acque di fusione, nelle prime fasi del ritiro. Altre morene, come ho detto, non è escluso esistano più a monte, fra le irregolarità superficiali delle terrazze di Shkreli. Ma certo è che la massima parte dei conglomerati formanti tali terrazze, fino a monte del guado q. 554, è di origine alluvionale, come si rende visibile lungo le sponde d'erosione del Pr. That. I depositi dovrebbero essere dunque anteriori all' avanzata glaciale di Dedaj, e le irregolarità superficiali potrebbero anche attribuirsi all'azione erosiva del

Fig. 8. - Valle del Prroni That a Boga. In primo piano, a destra, parete di conglomerato alluvionale antico.

ghiacciaio. La probabilità che l'espansione glaciale sia stata preceduta da un'importante fase di riempimento alluvionale è interessante, perchè indurrebbe allora ad attribuire a tale fase anche la costruzione di gran parte del cono diluviale pedemontano; l'espansione glaciale avrebbe soltanto cagionato il suo completamento nelle dimensioni attuali, come conoide fluvio-glaciale. Comunque il problema della formazione di sì cospicuo deposito investe un periodo di tempo molto più lungo che non sia quello della sola ultima glaciazione, alla quale sarebbe da attribuire solo l'ultima fase di accrescimento, seguita dalla fase di incisione che dura tuttora.

Il ghiacciaio del Pr. That avrebbe misurato circa 24 Km. di lunghezza, a cominciare dal M. Radohines, m. 2570, fino a Dedaj, a poco meno di 500 m. s. m. Esso è da annoverarsi quindi fra i maggiori ghiacciai quaternari delle Alpi Albanesi.

3. Alta Valle del Prroni That - *Conclusioni su tutto il bacino.* — Nella valle superiore del Pr. That, a monte di Ducaj, non osservai nulla di notevole, fino nei pressi di Boga: all'infuori della forma a doccia glaciale sempre più spiccata assunta

dalla valle (v. fig. 8), e all'infuori di alcune basse terrazze, ricoperte per lo più da detriti di versante.

Invece, da Boga in su, notai diverse cose interessanti. Incomincio a descriverle dall'alto.

La valle prende origine dalle conche dette « Gropa e Radohinës » (fondo a 1980 m.) e « Gropa e Bors » (1604 m.), descritte dal Nopcsa soltanto come forme carsiche. Io non le visitai. Più sotto i rami iniziali della valle, convergenti alla q. 1368, contengono abbondanti depositi morenici di fondo, da 1500 m. in giù (*M*). Dove il fondo si spiana, sui 1200 m., incominciano alture moreniche allungate, a grandi blocchi, bo-

Fig. 9. - Valle del Prroni That a monte di Boga. In primo piano, a sinistra, parete di conglomerato alluvionale antico. In fondovalle, terrazze moreniche e fluvio-glaciali dello stadio di Boga.

scose, che circoscrivono una zona erbosa depressa (« Okoli Bogës », o anche « Fusha e Okolit »). Si ricostruisce qui una lingua stadiale, con la fronte intorno al punto quotato 1054 m., alla cui avanzata hanno verosimilmente contribuito fenomeni di frana (*stadio di Okoli*: v. alla lettera *L* sulla cartina fig. 6). Anche a sud di questa lingua restano in parte delimitate da morene le piccole conche prative di Marshêj (Gropa te Marshêjt). Qui può esserci stato il contributo dei ghiacciaietti stadiali scendenti dai valloni meridionali.

Più a valle continuano i depositi morenici, sia laterali, sia di fondo. I primi (*J-J*) costituiscono le terrazze che accompagnano ambedue i versanti. Specialmente sul versante N si distingue la terrazza, che dal vallone di Briant regolarmente declina fin sopra le prime case di Boga, mantenendosi circa 100 m. sopra il fondovalle (da non confondersi con altre terrazze conglomeratiche di cui dirò). La lingua glaciale che viene così delimitata verosimilmente portava la fronte ancora uno o due Km. più a valle, dove le sue tracce sono forse seppellite dagli abbondanti detriti di falda locali (*stadio di Boga*).

Quanto ai depositi di fondo, che vorrei considerare appartenenti alla medesima lingua glaciale, essi sono resi visibili per un buon tratto a valle della predetta fronte stadiale di Okoli (q. 1054), lungo l'incisione scavata dal torrente entro le terrazze di fondovalle. Le pareti dell'incisione raggiungono fino 30 m. d'altezza e si presentano costituite di materiale più minuto, impastato di tipico limo glaciale, con qualche grosso blocco qua e là. Nella parte più alta questa formazione è mediocremente cementata (*K*).

A valle di queste terrazze moreniche, superficialmente coperte di detrito locale, fanno seguito terrazze decrescenti di natura alluvionale, fin verso la chiesa di Boga, evidentemente più recenti e da connettersi piuttosto colle morene stadiali di Okoli.

Fig. 10. - Conglomerati antichi (rissiani?) presso Boga.

Senonchè, poco prima dei baraccamenti militari di Boga (intorno alla fontana q. 976), tali terrazze alluvionali (o fluvio-glaciali) sono interrotte dall' affioramento, lungo le sponde del torrente, di un'altra formazione che, per la fortissima cementazione, fa pensare sia molto più antica di tutte quelle fin qui nominate dell'alto Pr. That. Questi conglomerati (*G*) formano cornici e tetti sporgenti, con sottostanti grotticelle, e mostrano una struttura a banchi molto irregolari e variabilissimi per spessore, inclinazione, grossezza di elementi, spesso incrociati e alternati con lenti di sabbie compatte. In qualche punto accennano a una struttura deltizia (fig. 10). Secondo l'ipotesi più verosimile, si tratterebbe di morene rimaneggiate, depositi fluvio-glaciali in vicinanza di una fronte. Dato l'alto grado di cementazione, non si possono facilmente collegare colle morene di fondo viste più a monte. *Verosimilmente sono il residuo d'una glaciazione più antica*, rispettato dalla successiva erosione fluviale e glaciale.

Da ultimo restano da ricordare i conglomerati, egualmente compattissimi, del versante a N di Boga, formanti vistosi cornicioni sporgenti sopra balze tagliate a picco e sforacchiate da grotte (v. figg. 8, 9: lettera *H* sulla cartina).

Anzitutto essi formano una terrazza di evidente origine alluvionale, debolmente inclinata, alta circa 100 m. sul fondovalle ([1]). Anche un grande cono detritico, a NW della Chiesa, risulta parimenti troncato all'altezza della terrazza. Molto più in alto sullo stesso fianco N della valle, placche di breccia di versante testimoniano pure l'antica estensione delle falde detritiche, che s'appoggiavano a quell'antico fondovalle, quasi 100 m. più alto dell'odierno.

Un così forte riempimento alluvionale non poteva certo rappresentare un fatto locale. Doveva trattarsi di un riempimento generale della valle del Pr. That, di cui, ch'io sappia, non rimangono altri avanzi entro la valle stessa. Piuttosto, non è da cercare un collegamento fra queste terrazze di Boga e il grande cono di deiezione pedemontano? Sta di fatto che nel profilo longitudinale della valle (fig. 7) il raccordo anche morfologico pare abbastanza verosimile.

Queste alluvioni antiche di Boga, attribuite al Quaternario antico (*19*) ([2]), *sarebbero pre- o interglaciali*. Quanto meno, si dovrebbero porre *nell'ultimo interglaciale*.

Allora potremmo, sia pure con molti punti ipotetici, formulare nel seguente modo la successione dei principali fenomeni quaternari della valle del Pr. That.

A) *Prima espansione glaciale*, rappresentata dai conglomerati morenici e fluvio-glaciali di fondovalle, presso Boga (*G*). Essi rivelano la prossimità di una fronte; ma manca ogni indizio sui limiti estremi che può aver raggiunto quell'antico ghiacciaio, nel suo massimo sviluppo.

B) *Interglaciale*. Generale riempimento alluvionale della valle, testimoniato dai conglomerati alluvionali del versante a N di Boga (*H*) e probabilmente da gran parte del cono di deiezione pedemontano.

C) *Seconda espansione glaciale*, che ha raggiunto lo sbocco della valle a Dedaj (*C*). Abbiamo il riescavo della valle, per erosione glaciale, che però ha messo a nudo la roccia in posto solo in pochi tratti; per il resto ha lasciato sussistere uno strato più o meno potente delle antiche alluvioni cementate. Morene di sponda al cimitero di Shkreli e morene latero-frontali intorno a Dedaj. Probabile completamento della conoide pedemontana con depositi fluvio-glaciali più o meno cementati. Probabile contemporaneità col massimo sviluppo del ghiacciaio di Vrithi.

D) *Ritiro glaciale*, seguito da una fase di incisione torrentizia lungo tutta la valle, sia nella roccia in posto (gole nel gradino sopra Ducaj), sia nelle morene e nelle antiche alluvioni della valle, come pure nel cono pedemontano.

E) *Primo stadio postglaciale*. Morene laterali e morene di fondo presso Boga, moderatamente cementate (*J*, *K*). Posizione della fronte imprecisata, poco a valle di Boga.

F) Parziale incisione dei depositi morenici suddetti, interrotta da una breve avanzata glaciale (*secondo stadio*): depositi morenici di Okoli (q. 1054) e della Gropa te Marshêjt (*L*).

A nord di questa valle di Boga decorre un'altra valle importante, quella di Vukli, percorsa da un ramo del torr. Cemi. Essa ebbe pure il suo ghiacciaio — sebbene di minore lunghezza di quello del Pr. That — le cui tracce furono descritte dal LEU-

---

([1]) MAGNANI, *19*, p. 17 dell'estratto, con fotografia.

([2]) Già al VIQUESNEL esse erano apparse molto antiche: terziarie o « alluvionali antiche » (*34*, p. 113).

TELT (*14*). Tra l'altro, questo autore ha illustrato una sezione in cui si vedono alternati depositi morenici con brecce di versante e con materiale deltizio. La ricostruzione che egli fa delle varie fasi comprende due espansioni glaciali separate da un interglaciale caratterizzato dal depositarsi di potenti brecce di versante e di alluvioni cementate in tutta la valle. Si riscontra dunque un significativo parallelismo nelle vicende delle due valli vicine durante il Quaternario, parallelismo che dà valore alle conclusioni tratte indipendentemente da ciascuno di noi due.

Se non la certezza assoluta, vi è dunque grande *probabilità che nelle Alpi Nord-albanesi si siano verificate due glaciazioni, separate da un lungo periodo interglaciale, oltre alle minori espansioni stadiali, post-glaciali.*

Quanto alle cause che hanno provocato il potente alluvionamento della valle (terrazze alte di Boga, cono pedemontano), esse ci rimangono piuttosto oscure. Notiamo: che la principale fase di riempimento cade in un'epoca interglaciale, o per lo meno di glacialismo molto ridotto, giacchè anche nell'alta valle i depositi hanno carattere alluvionale; che, data la forte pendenza del cono, l'alzarsi delle alluvioni non potè dipendere, almeno come causa principale, da uno spostamento positivo del livello di sbocco, ma era evidentemente legato alle caratteristiche idrologiche proprie del torrente; che esso cono può essersi formato in parte col materiale lasciato lungo la valle dalla precedente fase glaciale; che infine analoghe alluvioni cementate e brecce di versante connesse sono note anche nelle valli vicine e in molte altre valli albanesi, seppure in minori proporzioni: per cui si deve pensare a un fenomeno generale, dovuto a cause unitarie. *Possono aver influito tanto movimenti orogenici, quanto variazioni climatiche.* Senza voler prendere in merito una posizione precisa — data la mancanza di argomenti decisamente a favore dell'una o dell'altra ipotesi — aggiungo soltanto che il clima aveva probabilmente caratteri mediterranei più spiccati di oggi, tali da causare più frequenti e forti piene, capaci di trascinare grandi masse di ciottolame, ma separate da periodi spiccatamente asciutti, favorevoli ad un'intensa degradazione meccanica delle rocce da un lato, alla cementazione dei depositi alluvionali dall'altro (Cfr. JARANOFF, *10*, p. 100; *11*, p. 269).

ALTA VALLE DI SHALA

4. La sua esposizione meridionale, i suoi ripidi versanti privi per lo più di vasti campi d'alimentazione elevati, fanno dubitare che in questo bacino si sia formato un ghiacciaio di valle, se non limitato al tratto iniziale, ossia alla conca di Thethi. Nel quale tratto poi le abbondanti frane e falde detritiche, le erosioni e deiezioni dei torrenti di versante hanno fatto in gran parte disperdere le tracce dell'antico ghiacciaio. Tra l'altro, una grande frana antica, caduta dal versante occidentale del M. Boshi, ha provocato lo sbarramento della valle sotto Ndrejaj, sbarramento a cui si appoggia un bel sistema di terrazze alluvionali più recenti (*P*, sulla cartina fig. 6).

Naturalmente nelle parti più elevate non sono mancati i soliti ghiacciaietti di circo, di vallone, di pendio, i cui depositi morenici sono spesso ben conservati. In particolare, morene abbondano lungo il versante destro, sotto il M. Shtegu, dove tra

l'altro formano l'altura arcuata di q. 1222 (1). Questa pare rappresenti la fronte di un ghiacciaietto locale, il cui limite di nevato non poteva eccedere i 1400 o 1500 m. (*N*).

Sul versante sinistro grandi masse franoso-moreniche rimangono troncate a mezza altezza (circa 1100 m.). Resta il dubbio che questo livello segni la sponda dell'antico ghiacciaio di valle, che in tal caso doveva avere cospicue dimensioni.

A nord della conca di Thethi, al di là del Passo di Peja (Qafa e Pejës), si apre, ancora in territorio albanese, l'alta valle carsica di Runicë, che mostra anche interessanti forme di modellamento glaciale e qualche formazione morenica di ghiacciaio stadiale: per es. alla soglia della prima conca, presso la « sorgente bianca » (Sheu i bardhë). I dettagli morfologici di questa valle d'alta montagna, come di quelle vicine, si trovano descritti dal Nopcsa, Roth v. Telegd, Bauer e Leutelt.

VALBONA

5. Valbona Superiore. — Questo nome, di così evidente origine latina, è usato specialmente per indicare il fiume, dalle limpidissime acque: Lumi i Valbonës. Come attributo di valle, esso spetterebbe al tratto pedemontano, stendentesi largo ai piedi orientali delle Alpi Albanesi e diretto da NE a SW fino alla confluenza col Drin. Per il tratto superiore, alpestre valle chiusa tra alte montagne, diretta in prevalenza da NW a SE, pare che il nome non fosse usato dagli abitanti; per cui essa è stata detta anche Valle di Dragobja (dal nome del principale, se pur modestissimo, centro abitato), o Valle dei Krasniqi, come si chiama la gente (2).

Questa valle, tra le varie che si diramano dal nodo centrale delle Alpi Albanesi, è nota per essere la più bella per caratteri paesistici e una delle più interessanti per le formazioni glaciali di cui serba traccia, sia nel tronco montano, sia al suo sbocco nella vasta conca di Kolgecaj, o Valbona inferiore. Il primo a riconoscere il grande sviluppo dell'antico ghiacciaio di Valbona fu il Nowack (*28*, p. 128), che gli assegnò una lunghezza di quasi 30 Km., avendo osservato le morene terminali allo sbocco del tronco montano nella valle inferiore, seguite da ben tre livelli di depositi fluvio-glaciali. Tutto ciò era sfuggito al Kerner, che pure aveva compiuto un dettagliato rilievo geologico della zona, ma si era limitato a notare la caratteristica forma a truogolo della valle superiore.

Riassumo anzitutto le mie frammentarie impressioni per il tronco montano, raccolte durante una rapida marcia, in gran parte compiuta sotto la pioggia e la nebbia.

Lungo il tratto iniziale, o *Valle di Rrogami*, si riconoscono, per caratteri morfologici, depositi glaciali, emergenti tra le vaste falde detritiche lungo il versante destro, ai piedi delle pareti della Maja Briaset e della Maja Gruk e Hapt (circa 2600 m.), specialmente allo sbocco dei maggiori valloni. Si tratta di *ghiacciaietti stadiali*, orientati a N o NW, che spingevano la lingua fino in fondo alla valle, o quasi. Da notare che in settembre avanzato del 1939, dopo un'estate notevolmente calda, si potevano vedere ancora residui di nevai di valanga nel vallone di Briaset, fino a 1400 m.s.m.

---

(1) Essa si trova descritta e fotografata nel lavoro del Leutelt (*14*, pp. 74-75), che erratamente le attribuiva un'altezza di 1500 m.s.m.

(2) Cfr. Liebert, *16*, p. 16

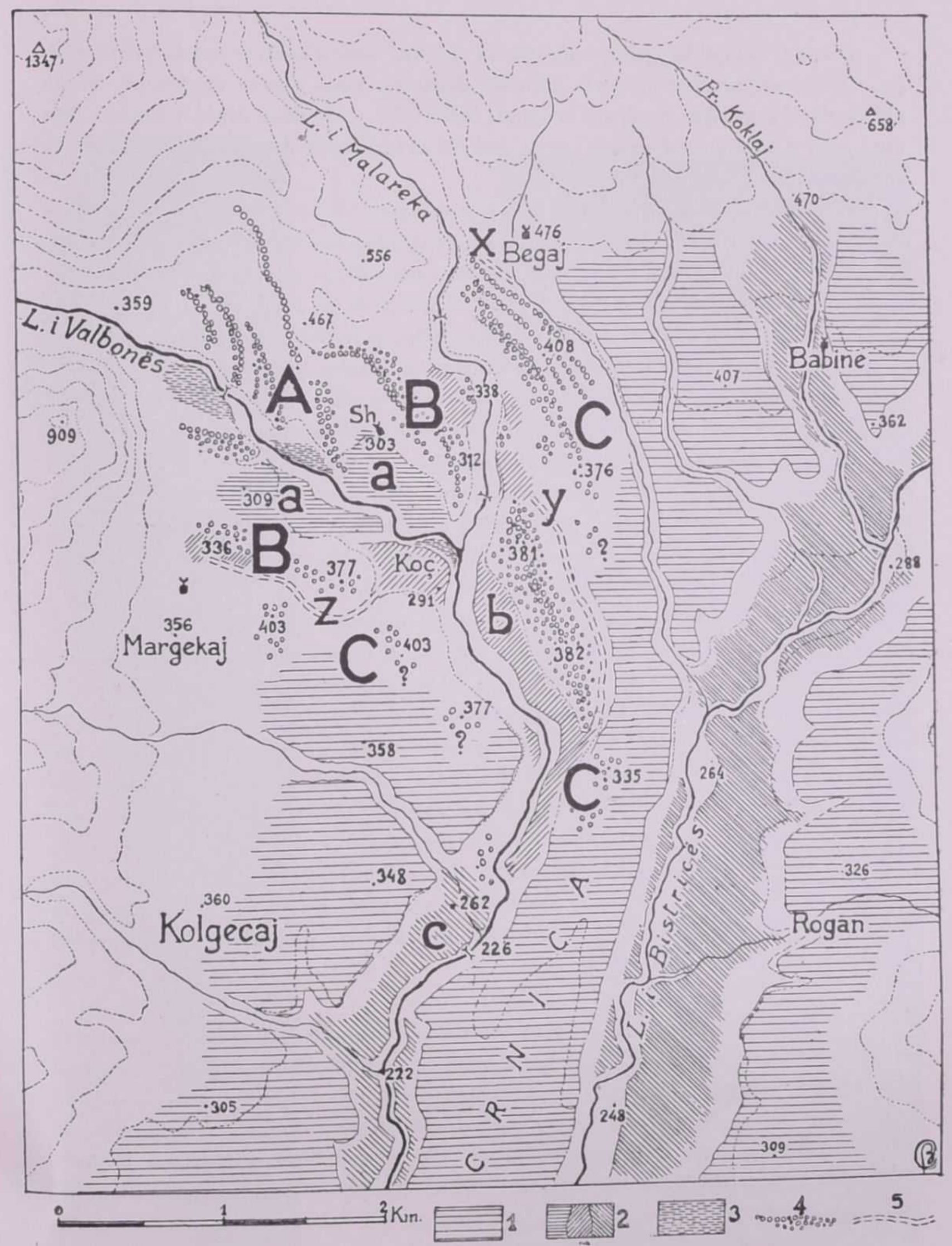

Fig. 11. - *ZONA TERMINALE DEL GHIACCIAIO DI VALBONA*

1. Terrazze preglaciali ferrettizzate
2. Terrazze fluvio-glaciali (a, b, c)
3. Terrazze postglaciali
4. Morene (A, B, C)
5. Solchi di scarico glaciale e periglaciale, ora asciutti (x, y, z).

Sono punteggiate le isoipse di 100 in 100 m.

Sh. = Shoshan; Koç. = Koçanaj.

Presso le case di Rrogami, sulla sponda sinistra, sono d'accordo col LEUTELT (*14*, pp. 73-74) nell'interpretare certe collinette detritiche come forme moreniche, di un ghiacciaio che avrebbe occupato la testata della valle, a N della Maja e Boshit. Non sono però d'accordo nel datare queste morene in uno stadio dauniano, come preciserò in seguito.

Il fondovalle fra Rrogami e Selimaj è occupato in prevalenza da materiale di frana e da alluvioni terrazzate, ammantate di magnifici boschi. Il fondo s'allarga pianeggiante a Selimaj, fino a uno sbarramento costituito da grandi cumuli di blocchi calcarei. Secondo il NOWACK (*28*, p. 128) si tratta di un *perfetto bacino terminale* (« Zungenbecken »), *chiuso da una cerchia di morena frontale*. Da qui, per altri due chilometri, la valle è tutta ingombra di ammassamenti caotici di materiale molto grosso, ma piuttosto allineati in una dorsale mediana, fra due solchi laterali, di cui il sinistro è utilizzato dal torrente attuale, l'altro è asciutto e suddiviso in minori conche chiuse. Il ghiacciaio avrebbe dunque depositato una massa enorme di materiale, che in gran parte doveva derivare da frane cadute sulla lingua. Ma sarebbero state necessarie migliori condizioni meteorologiche, per potermi fare un'idea esatta della costituzione di questo deposito, ed accertare se eventualmente non vi abbiano partecipato anche franamenti locali, caduti dopo la scomparsa del ghiacciaio.

Da Selimaj (m. 930) fino al termine di questi depositi si ha una discesa di ben 200 m.: ciò che dà un'idea della grande potenza di questo sbarramento. Poi il fondovalle ritorna piuttosto angusto, tra le due falde detritiche laterali e tra spuntoni di roccia, con scarsi residui di terrazze alluvionali. Manca del tutto un vero sistema di depositi fluvio-glaciali proporzionato alla grandiosità dell'apparato morenico; ciò che forse si spiega appunto col carattere franoide, e quindi episodico, dell'apparato stesso. I lembi di terrazze sui fianchi della rimanente valle, con la loro diversa pendenza e diversa altezza relativa, dimostrano di essere legati sempre a sbarramenti locali, oggi più o meno distrutti, prodotti da frane o da coni torrentizi laterali: in ogni caso postglaciali. Ciò dicasi anche per le più ampie terrazze di Hajdaraj, di Dragobja e di Kalkirës, formanti, si può dire, le uniche superfici adatte per gli esigui insediamenti umani e per le poche colture della valle.

6. VALBONA INFERIORE. — Appena la valle accenna ad aprirsi, si osservano depositi distintamente morenici (di fondo), che tosto si moltiplicano per formare il grandioso apparato frontale multiplo, espanso fuori della gola nel largo bacino pedemontano della Valbona inferiore, a destra e sinistra del torr. Valbona e del suo affluente Malareka. Il Valbona scorre incassato più di 100 m. nel fondo della valle glaciale. Alla roccia in posto (sotto la q. 359) fanno seguito sponde di conglomerato compatto, cioè depositi fluviali e glaciali cementati, fra i quali il torrente scorre per molti chilometri. Superiormente tali depositi sono terminati a terrazza, ora regolare e pianeggiante, ora invece sormontata da colline moreniche, in serie anche multiple, specialmente sul lato sinistro. Qui si possono distinguere un gruppo di cerchie più interne (*A*), ed altre più esterne (*B*), rispettivamente a monte e a valle delle case di Shoshan. Queste sono sparse su un'ampia terrazza, alla quota media di 300 m. circa, ben rappresentata anche sulla sponda destra. Analogamente sembra che la cerchia morenica

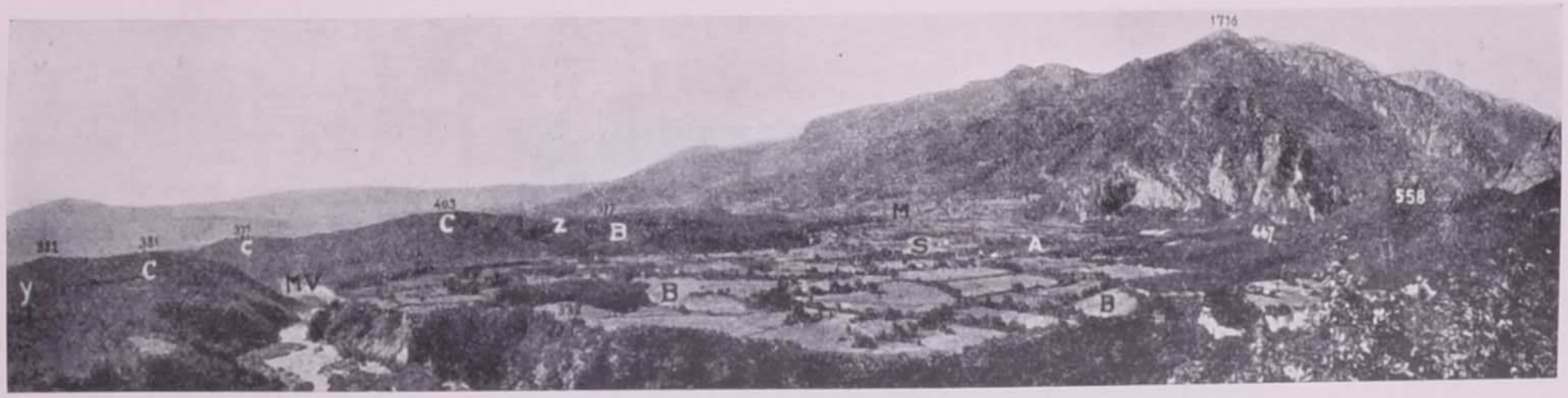

Fig. 12. - L'anfiteatro morenico della Valbona, visto dai pressi di Begaj In primo piano il solco del torr. Malareka; nel centro il ripiano di Shoshan (S), cosparso di morene (A, B); a destra lo sbocco della Valbona superiore; a sinistra le alture boscose delle morene (C). MV = confluenza Malareka - Valbona. y, z = solchi torrentizi intermorenici abbandonati. M = Margekaj.

Fig. 13. - Morene esterne (C) dell'anfiteatro della Valbona, e terrazze fluvio-glaciali (b).

più esterna (*B*) di Shoshan abbia la corrispondente ala destra nelle alture a W di Koçanaj (q. 377,336), che da lungi mi apparvero egualmente costituite da massi calcarei accatastati. Tali alture delimitano un solco perimetrale (*Z*) oggi asciutto, che evidentemente serviva allo scarico delle acque esternamente alla fronte glaciale. Pur non avendo potuto osservare tutto da vicino, propendo a credere che le morene esterne e le interne (*B* ed *A*) siano dovute a soste secondarie d'una stessa glaciazione. Le terrazze interposte di Shoshan-Koçanaj (*a*), elevate una cinquantina di metri sul fiume, le ritengo depositate, almeno negli strati più alti, quando il ghiacciaio costruiva le cerchie più interne e le acque di scarico erano ancora ostruite dalla cerchia esterna.

Fig. 14. - Ponte sul fiume Valbona alla q. 226. Terrazza fluvio-glaciale (c) e terrazza preglaciale ferrettizzata (f - f - f).

Ma vi è, al di fuori di questo apparato morenico multiplo, che diremo di Shoshan (*A*+*B*), un altro più vasto apparato (*C*), la cui ala sinistra comincia al piede del monte presso Begaj, l'ala destra verosimilmente presso Margekaj, mentre l'arco frontale si spingerebbe almeno 2 km. più a valle delle morene *B*, ossia dalla confluenza Valbona-Malareka. Questo apparato esternamente si appoggia sopra antichi materiali alluvionali alterati, che riempiono tutta la depressione pedemontana della bassa Valbona e della Bistrica di Tropoja. Tali depositi rossastri (terziari o del Quaternario molto antico) derivano essenzialmente dallo sfacelo delle serpentine e dei terreni permiani dei monti più settentrionali (conglomerati verrucani, scisti filladici ecc.) e appaiono oggi smembrati in vasti alti terrazzi a superficie ondulata, coperti di bellissimi querceti. Morfologicamente si raccordano qua e là con antiche superfici d'erosione degli opposti versanti montuosi.

Non mi è stato possibile seguire che in piccola parte la delimitazione delle formazioni glaciali più esterne rispetto a queste antiche formazioni alluvionali; ma osservo che se il distacco litologico è molto netto (le morene sono essenzialmente calcaree), non sempre lo è quello morfologico.

All'uscita del torr. Malareka dalla sua stretta valle montana, sulla sinistra si stende una terrazza a superficie irregolare, elevata più di 100 m. sopra il torrente. Essa risulta costituita di materiale morenico (grandi blocchi calcarei, misti a materiale minuto impastato col caratteristico limo glaciale), il quale superiormente è distribuito in numerosi piccoli dossi allungati, che nel primo tratto (fin dove ho potuto vedere) si ordinano facilmente in tre schiere subparallele, dirette a SE. Il ruscello che prende origine presso Begaj viene da queste morene impedito dal gettarsi nel Malareka, e con lunga deviazione a SE termina nel T. Bistrica. Il solco da esso percorso è compreso fra le morene a destra (almeno nel primo tratto) e la scarpata delle antiche alluvioni alterate, che si profilano sulla sinistra, più elevate di alcune decine di metri. Con ogni verosimiglianza, questo solco veniva utilizzato dallo stesso Malareka, quando il ghiacciaio gli sbarrava il passo, sotto il punto segnato *x* nella cartina.

Fig. 15. - Confluenza Valbona-Bistrica. Terrazze, come nella fot. 14.

Più a S altre morene a grandi blocchi formano la dorsale ben pronunciata che porta le quote 381 e 382, separata dalle precedenti alture moreniche (q. 408, 376) per un altro solco asciutto (*y*), probabile scaricatore delle acque glaciali, sussidiario al solco del Valbona col quale poi convergeva più a valle. Ancora morenici dovrebbero essere i cumuli di blocchi calcarei della q. 335 e quelli che osservai ancora mezzo chilometro più a S sul pianoro di Crnica, che pel rimanente è formato dalle antiche alluvioni rossastre, a ciottoli prevalentemente permiani.

Per la delimitazione dell'ala destra dell'anfiteatro *C* posseggo minori elementi. Con tutta probabilità vi appartengono le alture ad E di Margekaj (q. 403) e quelle a S di Koçanaj sulla destra del Valbona, colle quote 403 e 377. Ancora più a S osservai cumuli di massi calcarei nella vicinanza della q. 262, poche decine di metri sopra il letto del fiume, e 40-50 m. al di sotto della superficie delle antiche alluvioni. Presumibilmente fin qui giungeva il ghiacciaio, nella sua massima espansione, che sarebbe stata preceduta da una fase di incisione delle antiche alluvioni.

Lungo il Valbona, presso il ponte q. 226, in queste alluvioni alterate fortemente cementate prevalgono ciottoli provenienti dai calcari mesozoici, in cui è scavato quasi tutto il corso montano di questo fiume; più rari si fanno i frammenti di rocce paleozoiche, portati specialmente dal Malareka e prevalenti sul lato orientale delle stesse terrazze. Nelle terrazze occidentali, verso Kolgecaj e Margekaj, sono esclusivamente ciottoli calcarei, come nelle alture moreniche che vi si sovrappongono più a N. Perciò da principio credevo di essere in presenza di terrazze fluvio-glaciali, legate a quelle morene, anzichè a semplici terrazze alluvionali; ma l'ho escluso, appena potei osservare il perfetto raccordo morfologico e altimetrico fra queste terrazze di sponda destra e la terrazza di Crnica, sulla sinistra del Valbona.

I terrazzi fluvio-glaciali sono invece ben visibili entro il solco del fiume Valbona. Ad E di Kolgecaj, per scendere al ponte 226, si attraversa appunto una terrazza *c*, alta una trentina di metri sul fiume (fig. 14), allacciabile senza fatica alla prossima fronte glaciale *C* più avanzata, e declinante verso valle dapprima rapidamente (cono di transizione), poi più lentamente: dopo 4 Km., alla confluenza Valbona-Bistrica, misura ancora 10-15 metri d'altezza relativa (fig. 15). E' costituita di materiale variamente cementato, nel quale la corrente ha scavato numerose grotticelle. Più a monte, una bella terrazza (*b*; v. fig. 13), a debole inclinazione, accompagna la sponda sinistra del Valbona su fino alla confluenza col Malareka, e poi risale lungo le due sponde di questo torrente; potrebbe connettersi colla fronte glaciale *B*. E' vero che altimetricamente, secondo i dati della carta, potrebbe anche connettersi colla terrazza di Shoshan (*a*); ma, per l'aspetto e la diversa pendenza, ebbi l'impressione che si tratti di terrazze geneticamente indipendenti: tra l'una e l'altra ci sarebbe stato l'arco frontale della morena *B*, andato distrutto per la profonda erosione dei due torrenti alla loro confluenza. Non ho potuto invece seguire il termine a valle della terrazza *b*, nei confronti colla morena *C* e la rispettiva terrazza *c*.

Il materiale costituente le terrazze è in generale fortemente cementato: anche quando col materiale calcareo si unisce il materiale scistoso e arenaceo paleozoico portato dal Malareka. Fanno eccezione alcuni tratti delle sponde di questo torrente, costituite da materiale fluvio - glaciale poco coerente, esternamente alle morene *B* di Shoshan (fra le quote 338 e 312 in sponda destra). Immediatamente più a valle invece le sponde sono tagliate in conglomerato tenacissimo, certamente molto più antico, che ritengo preglaciale. Qui e più in giù la terrazza *b*, piuttosto che come forma di accumulo, appare scolpita erosivamente nelle alluvioni antiche già cementate, formanti la base su cui poggiano le formazioni glaciali.

La distinzione che ho fatto delle tre terrazze — *a*, *b*, *c* — poggia su osservazioni raccolte senza continuità in tre successivi tratti del solco del fiume. In nessun punto mi fu dato di vederle sovrapposte l'una all'altra, in una stessa sezione della valle [1]. Può quindi restare il dubbio che, pur con caratteri alquanto diversi nei tre tratti, esse rappresentino lembi d'una stessa terrazza, anche perchè i dati altimetrici (veramente un po' troppo scarsi) permetterebbero senza eccessivo sforzo di coordinarle in un unico

[1] Il Nowack (*28*, p. 128) parla di 3 livelli fluvio-glaciali, rispettivamente a 12, 30 e 40 m. sul fiume. E' probabile che egli si riferisca a una sezione molto lontana dagli apparati morenici e che il livello più alto corrisponda alla superficie delle alluvioni preglaciali alterate.

profilo longitudinale. Tenuto però conto dei loro caratteri diversi, e dei legami, in qualche punto evidenti, colle morene, vale meglio considerarle singolarmente come *terrazze fluvio-glaciali, legate alle rispettive fronti glaciali*, susseguentisi a brevi intervalli, senza che tra l'una e l'altra fase potesse verificarsi una sensibile incisione fluviale.

Di contro a tale conclusione, non devo però tacere l'impressione che, rispetto alle morene più interne, *B* ed *A*, le morene *C* non rappresentino soltanto la fase massima d'una unica glaciazione; bensì che possano appartenere ad una glaciazione più antica. Bisogna riconoscere che queste potenti e vaste costruzioni moreniche più esterne presentano forme esteriori più blande, sciupate; e soprattutto esse sono completamente rivestite di bosco, laddove le morene interne, attorno a Shoshan, appaiono come nude cataste di blocchi, fra i quali non ha ancora potuto fermarsi una sufficiente quantità di terreno vegetale.

Non è dunque da escludere che ci si trovi dinnanzi a due glaciazioni distinte, così come s'è visto nelle valli occidentali delle stesse Alpi Albanesi ([1]).

II. - MONTI DELLA MIRDIZIA

7. Munella. — Di questo massiccio calcareo, poggiante su base eruttiva, che domina il territorio dei Mirditi, conosco solamente, nel versante orientale, la valle che scende a Domgjoni, la quale però è forse la più interessante, per l'argomento in istudio (v. cartina fig. 16). Copiosi depositi morenici in cerchie multiple furono già segnalati dal Nowach, nel circo a NE della vetta principale e sul bel ripiano, prativo e boscoso, che si stende alla base della bastionata superiore, fra 1300 e 1500 m. (*28*, pp. 132-133). Le più basse morene furono osservate all'altitudine di 1100 m.

Ma anche il pendio sottostante a quel ripiano è per lungo tratto coperto di sfasciume e da grandi blocchi calcarei, provenienti dalla parte sommitale del massiccio: tutto materiale che non si può pensare trasportato fin qui se non coll' intermediario di un'antica colata glaciale. Dopo il tratto iniziale più ripido, queste macerie si dispongono in evidenti archi frontali, scaglionati lungo il fondo della valletta, dai pressi delle case Ferthi, fin quasi a Arët e Gjata (circa 800 m.s.m.), come pure in poderosi cordoni laterali, specialmente a sinistra. Nella fossa compresa tra questi cordoni e i fianchi della valle scorre, su ambedue i lati, un torrentello che esercita un'attiva azione erosiva sulle friabilissime rocce diabasiche dei fianchi stessi, in preda ad un intenso sfacelo generale.

Non si può dire dove precisamente cessino i cumuli morenici veri e propri, e dove si abbia invece materiale più o meno trascinato dalle correnti acquee, unito a blocchi rotolati. Mi sembra che al deposito morenico faccia seguito, per transizione, un potente conoide, ingombrante tutta la valle di Domgjoni, con pendenza via via

---

([1]) Va ricordato che già il Nowack (*26 bis*, p. 87) aveva pensato alla possibile appartenenza delle morene della bassa Valbona ad una glaciazione più antica. Ma poi non credette di insistere su questa ipotesi, giacchè nel lavoro del 1929 (*28*) non vi fa alcun cenno.

minore, ma pur sempre forte, fino alla stretta finale, e limitato sui due lati dai due profondi solchi torrentizi. La superficie del deposito è artificialmente sistemata a terrazze, limitate da alte muricce, coltivate con discreta cura e irrigate con un complesso sistema di canalette derivate dai torrenti laterali.

Il ghiacciaio di Domgjoni era lungo circa 3 Km., con un dislivello di 1200 m., fra il ripiano sommitale del Munella (quasi 2000 m.s.m.) e la fronte che, a meno di 800 m., doveva essere coperta da una grande quantità di macigni calcarei. Nel tratto mediano il ghiacciaio si allargava su un ripiano a 1400-1500 m., preceduto e seguito da due tratti assai ripidi. Se non si vuole ammettere un limite nivale molto basso, intorno ai 1500 m. (per cui il ripiano mediano sarebbe appartenuto ancora parzialmente al bacino alimentatore), occorre attribuire una forte funzione protettiva al rivestimento morenico della lingua, prodotto dalle frane delle pareti del monte. In simili casi si sa che non si può trarre dallo sviluppo altimetrico del ghiacciaio alcun dato utile per stabilire il limite nivale. Tutt'al più si può dire che *il valore di 1800 m., proposto dal* Nowack *come limite nivale in questo settore, risulta troppo elevato.*

Le alluvioni fluvio-glaciali della Valle di Domgjoni ostruiscono le vallette laterali e si spingono, in forma di alte terrazze, fino allo sbocco. Qui esse si raccordano bene con quelle che, presso la confluenza, fiancheggiano il corso del Fandi, alte ancora 20-25 m. sul fiume. Più a valle (Bisaketi) le terrazze del Fandi vanno gradatamente abbassandosi. Più a monte non le potei seguire, e quindi non sono in grado di decidere se l'origine del terrazzamento sia da cercare appunto nell'ingombro verificatosi allo sbocco della valletta di Domgjoni, in relazione alle sue vicende glaciali-alluvionali; oppure in vicende alluvionali-erosive più generali di tutta la valle del Fandi. In favore di questa seconda ipotesi sta il fatto che in molti tratti le stesse terrazze del Fandi sono scolpite in roccia, con copertura di ciottolame, e non possono quindi essere considerate tutte come forme di accumulamento fluvio-glaciale; e che inoltre anche più a monte, nella conca di Sangu, vidi il Fandi accompagnato da alte terrazze, che non si possono far derivare da altri depositi glaciali di qualche importanza.

8. Zebë. — Nel bacino del piccolo Fandi altre manifestazioni glaciali d'un certo rilievo pare non si trovino, fatta eccezione del versante N della Maja e Zebës (1922 m.) [1]. Qui si trovano, a lato della vetta principale, due ripidi valloni circoidi, che poi più in basso, verso i 1500 m., si fondono in un'unica vasta incavatura del versante. Specialmente il vallone più orientale serba i caratteri glaciali evidentissimi, e, data anche la maggior elevazione del suo contorno, tutto superiore ai 1900 m., poteva dar ricetto ad un cospicuo ammassamento di ghiacci (v. cartina fig. 16).

Procedendo dall'alto, le prime formazioni moreniche si incontrano in questo vallone all'altezza di 1600-1650 m., depositate in un'ultima sosta stadiale, corrispondente ad un limite nivale fra 1900 e 2000 m. (scartate le influenze orografiche).

Verso l'uscita di questo primo vallone, prescindendo da formazioni minori, pren-

---

[1] Tanto il Nowack (*28*, pag. 133) che il Louis (*17*, pag. 135) escludevano esplicitamente la presenza di tracce glaciali. Forse essi hanno esaminato il solo versante orientale?

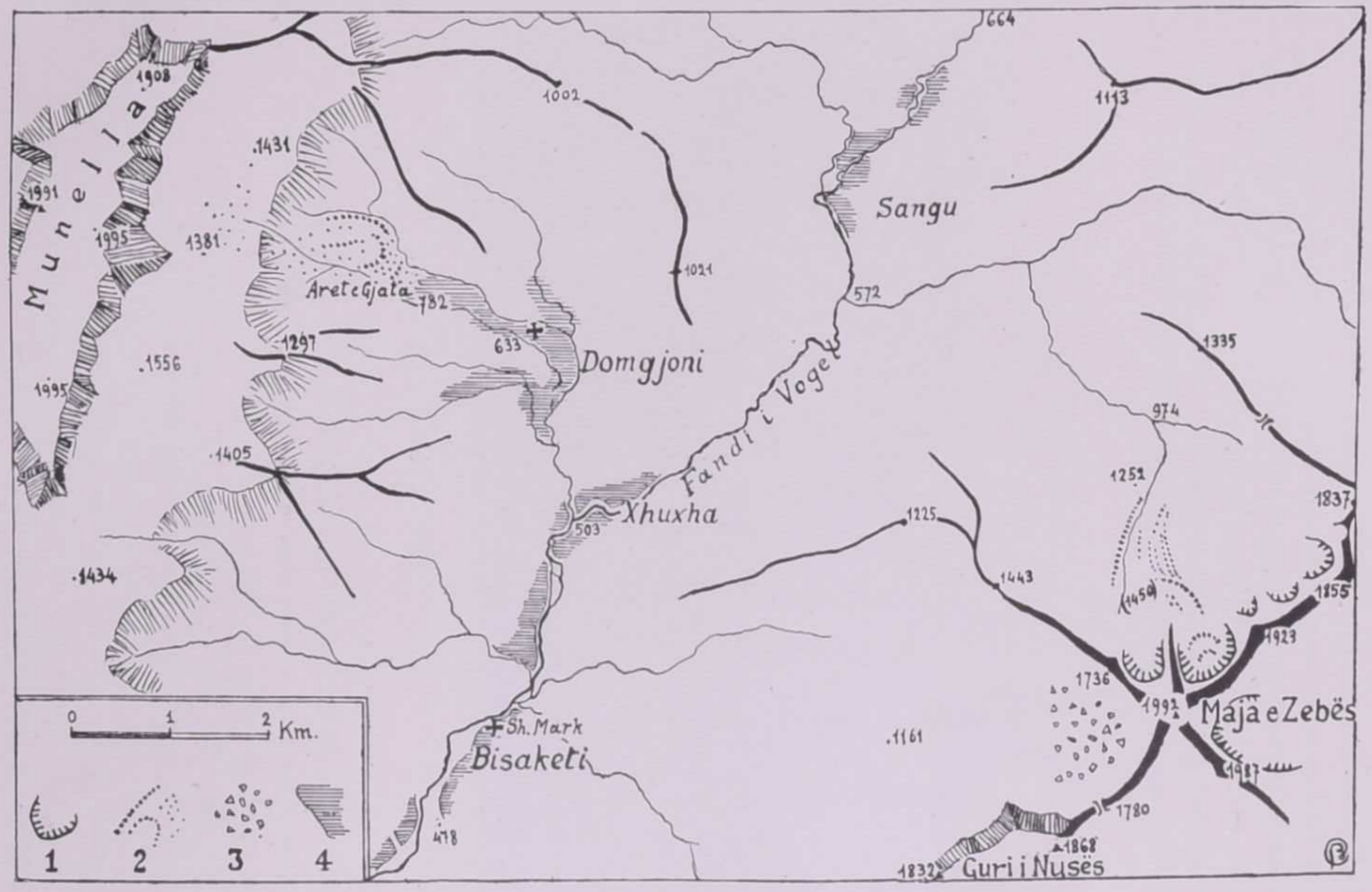

Fig. 16. - *BACINO SUPERIORE DEL PICCOLO FANDI*

1 = circhi; 2 = morene; 3 = grande scoscendimento; 4 = terrazze alluvionali e fluvio-glaciali.

de origine un poderoso argine morenico sul lato destro, che procede incurvandosi verso sinistra. Forse una fronte glaciale si stabilì per un certo tempo sui 1450 m. Ma le morene laterali e mediane proseguono oltre, e coprono largamente il pendio fittamente boscato. Dai 1400 m. in giù potei notare specialmente un lungo alto argine di sponda sinistra (un sentiero ne percorre la cresta), che termina su una spianata prativa a 1260 m. La fronte corrispondente si può porla a 1200 m.s.m., sull'orlo di un gradino roccioso, e forse cadeva in parte anche giù da questo.

Si ricostruisce dunque un *ghiacciaio di oltre 2 Km. di lunghezza*, per almeno 800 m. di dislivello, e avente un vasto bacino collettore. Il limite di nevato non lo porrei

Fig. 17. - Laghetto superiore di Lura.

a più di 1600 m., in media, ciò che può corrispondere (tenuto pur conto della notevole protezione orografica e morenica, e del contributo alimentatore delle valanghe) ad *un limite nivale prossimo ai 1800 m.*

La cresta che dallo Zebë si prolunga a NE, con le quote 1923, 1855, 1837, con ogni probabilità dava alimento ad alcuni altri ghiacciaietti, nei ripidi valloni del versante NW, sul quale oggi si stende una delle più fitte e selvagge foreste d'Albania. Il versante orientale invece, piatto e mediocremente inclinato (secondo l'immersione dei banchi calcarei), non poteva presentare condizioni favorevoli per notevoli ammassamenti di ghiaccio, se non nella parte più elevata, dove, tra le due vette quotate 1992 e 1987, si apre un'ampia cavità circoide.

Guardando dall'alto, non potei accertarmi sull'esistenza o meno di più precise tracce glaciali.

Nulla di preciso potei osservare neppure sul versante occidentale, sotto la Qafa e Shtekut, dove l'ampio incavo aperto tra le pareti dello Zebë e del Guri i Nusës è

troppo ingombro di enormi masse di frana caoticamente distribuite, per potervi distinguere eventuali depositi morenici.

Null'altro c'è da osservare per tutto l'altopiano di Mali i Shentit (Monte Santo), che dal Guri i Nusës si prolunga verso SW.

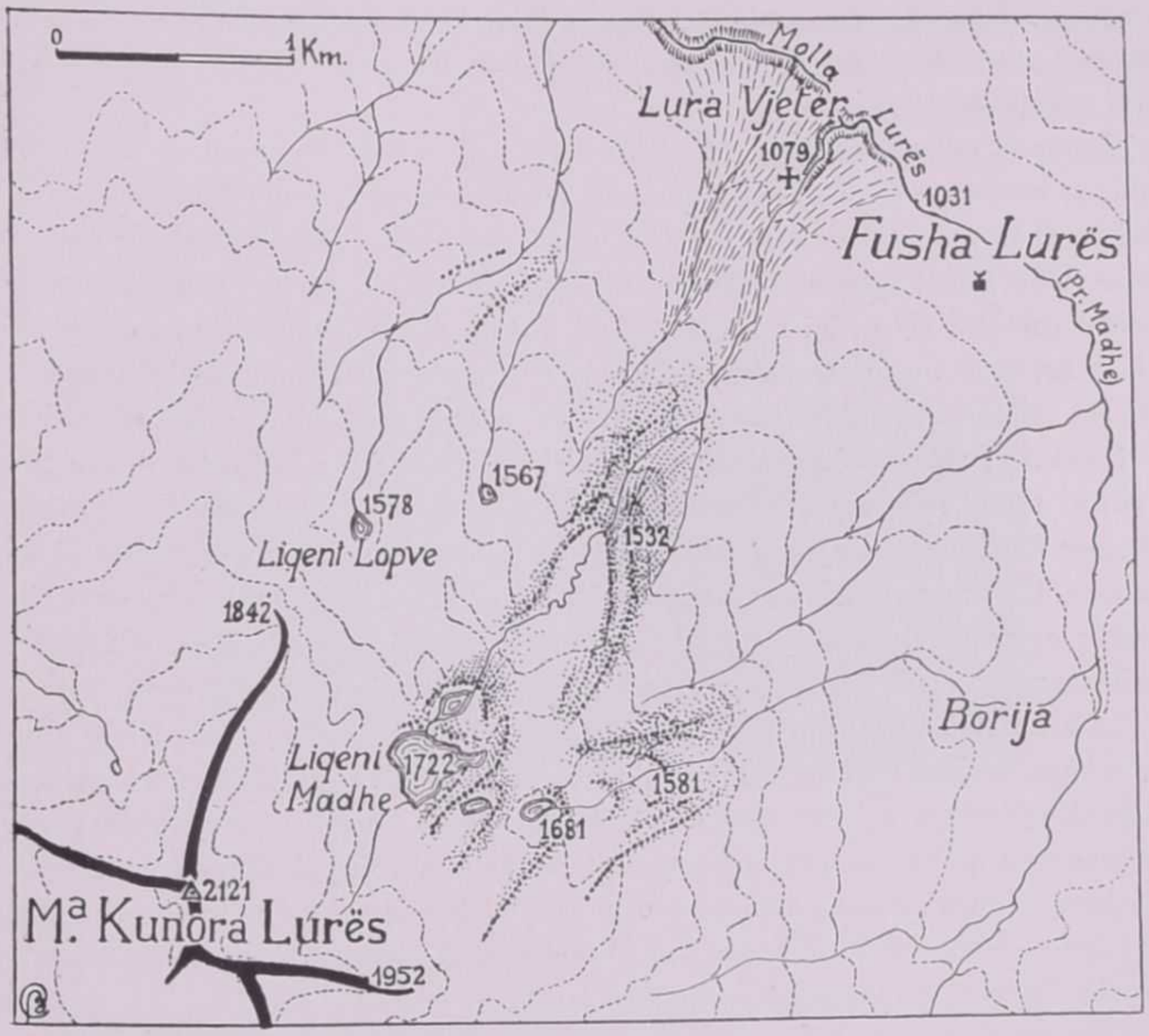

Fig. 18. - *VERSANTE* NE *DEL KUNORA LURES*
Punteggiate le morene; tratteggiato il cono fluvioglaciale di Lura Vjeter.

9. Kunora e Lurës (1). — Il Louis e il Nowack hanno già fornito varie informazioni sopra i laghetti glaciali del versante orientale di questa montagna, posti su un ripiano di altezza oscillante fra 1600 e 1700 m.: graziosi laghetti alpestri, incastonati nella nera selva di pini, che un giorno verranno celebrati fra le principali mete turistiche, a due ore di cammino dall'aprica conca di Lura (Fusha e Lurës).

Lo schizzo qui unito (fig. 18) rende superflua una minuta descrizione. Esso deriva, per i laghi e per i tratti generali della topografia, dalla nuova carta albanese, mentre sono frutto delle mie osservazioni le indicazioni delle morene, limitatamente al settore NE del monte, da me parzialmente visitato (2).

(1) Anche « Neshda e Lurës ».
(2) Il fitto manto selvoso limita la visibilità alle vicinanze immediate dell'itinerario percorso.

Nelle linee generali la descrizione del NOWACK (*28*, p. 133) corrisponde a quanto potei assodare. Trattasi in complesso di un paesaggio morenico fra i più tipici, nel quale numerosi argini laterali e archi frontali racchiudono le piccole conche che sono, o furono, occupate da laghi. Conche di sbarramento morenico la maggior parte; ma non è esclusa l'esistenza di soglie in roccia (peridotiti o serpentine, come in tutto il monte), quali potei per es. accertare in una parte del contorno del lago più grande. Questo è posto all'altezza di 1722 m., allo sbocco del maggiore vallone scavato nella parte sommitale del monte.

Pur non potendosi parlare di circhi tipici, si tratterebbe tuttavia di un ripiano alquanto mosso, nel cui modellamento ha certamente contribuito l'azione escavatrice glaciale. Il LOUIS (*17*, p. 134) parla di circhi concresciuti, riferendosi però alle rientranze delle pareti superiori più che alle concavità del fondo. Il materiale morenico è molto copioso; gli argini conservati sono alti parecchie decine di metri e spesso multipli, a prova di un intenso sfacelo delle pareti rocciose del Kunora, dominanti le testate dei valloni e circhi di questo versante. La molteplicità delle cerchie moreniche, a brevi distanze, più che dovuta a una successione di soste regolari delle lingue glaciali in ritiro, sarebbe da credere determinata da una frequente ripresa di avanzate parziali, per determinate lingue o lobi, anche per effetto di occasionali aumenti di carico morenico. Comunque sarebbero formazioni moreniche tardive, stadiali, posteriori alla massima espansione, dato che a questa vanno attribuiti i depositi che s'allungano giù per il versante, al di fuori di quei caratteristici ripiani lacustri.

La conca più bassa e più avanzata verso NE (fig. 19) ha un vasto fondo alluvionale erboso, a circa 1550 m. d'altezza, percorso da pigri ruscelli a meandri, principale quello che proviene dai laghi superiori. Anche questo bacino è circuito da una cerchia morenica molto pronunciata, appuntita verso lo sbocco; al di fuori della quale si succedono a breve distanza altri cordoni multipli, degradanti infine in alte ripide scarpate esterne. Verso N si allungano più pronunciati gli argini laterali d'una lingua glaciale che scendeva ripida almeno fino alla q. 1250. Ancora più sotto si stende, con pendenza gradualmente minore, un vasto accumulo di materiale rimaneggiato dalle acque, che alla base del versante si apre in una specie di cono, su cui sorge la chiesetta di Lura (q. 1079, Lura e Vjeter). E' questo poderoso cono che, ostruendo il passaggio al torr. di Lura, ha provocato il colmamento alluvionale della stessa conca di Lura (Fusha e Lurës), a 1000-1100 m.: aprica oasi coltivata e cosparsa di bianche casette, chiusa tra gli aspri fianchi di monti severi.

La lingua glaciale ora descritta — che dirò di Lura Vjeter — non dovette essere l'unica, sebbene probabilmente la più cospicua: *il ghiacciaio dovette misurare circa 3 Km. di lunghezza.* Anche più a NW, nella valletta che scende dal laghetto di Lopve, grandi accumuli di sfasciume con massi serpentinosi tondeggianti si spingono molto in basso, fin sotto i 1300 m.; dovrebbero essere in massima parte morenici, più o meno rimaneggiati e fluitati.

Più a S invece, cioè nell'altra valletta che s'affaccia sopra le case di Borija, dopo una serie di quattro cerchie frontali, di cui due con laghetto, proseguono grossi argini laterali, regolari, alti almeno 50 m. Non so quanto essi si spingano in basso; ma comunque la lingua glaciale che li deponeva doveva scendere almeno fino a 1400 m.

A giudicare dalla carta topografica, il cui disegno è molto espressivo, la catena del Neshta e Lurës, allungantesi a S del Kunora per 5 Km., con altezze degradanti, presenta nel versante orientale una serie di altri valloni circoidi, in cui è facile presumere l'esistenza di altri resti glaciali. Essi sarebbero, tra l'altro, testimoniati da una collana di laghetti, in situazione analoga a quelli di Lura.

Nulla vieta di credere poi che anche il versante occidentale abbia avuto il suo adeguato sviluppo glaciale. Particolarmente due maggiori valloni, a S e a N della vetta principale, sono citati anche dal Louis come quelli che diedero ricetto a due più importanti ghiacciai quaternari (*17*, p. 134). Stupiscono quindi le contrarie affermazioni

Fig. 19. - Lago prosciugato, fra alti argini morenici, nel gruppo dei laghi di Lura.

del Nowack, che conclude in senso negativo (*28*, p. 134). Del resto, non sembra azzardato porre in relazione colla presenza di ghiacciai, a NW del Kunora, il fatto che la sottostante conca di Kumole (Kumble) è tutta ingombra di potenti masse di sfasciume, oggi sezionate in vari lembi di alte terrazze, paragonabili al cono fluvio-glaciale di Lura Vjeter sopra descritto.

In base ai resti glaciali osservati sopra Lura e tenendo conto della protezione orografica che doveva influenzarli, nonchè del forte ricoprimento morenico, stimo che anche in questo gruppo il *limite nivale* (*climatico*) *sia disceso intorno a 1800 m.* — in accordo col Louis — *o poco al di sotto.*

10. Mal'i Dêiës. — Sorvolai due volte questa montagna coll'aereo. Potei accertare l'esistenza d'un potente apparato morenico sul lato occidentale, davanti allo sbocco del grande vallone che, a S della cima principale (Dêja, 2256 m.), viene recinto dalla cresta rocciosa, la quale con ampio semicerchio aperto a ponente degrada lentamente fino ai 1851 m. della Maja e Malthit. Più che d'una cresta, si tratta d'un lembo arcuato di altopiano calcareo, largo da 1/2 a 1 Km., molto accidentato e orribilmente sforacchiato da grandi voragini carsiche. Al centro di questo arco si apre il vallone di Masgiamet, che ci interessa, il cui fondo boscato s'abbassa rapidamente a 1600 m.,

e poi più lentamente, là dove incomincia ad allargarsi fuori del recinto montano; termina con una depressione erbosa, circondata dal grande regolarissimo argine semicircolare, che senza possibilità di dubbio rappresenta un apparato morenico frontale. La carta topografica pure lo indica chiaramente: il ciglio della cerchia morenica si eleva una cinquantina di metri rispetto alla depressione centrale, che porta la quota minima di 1443 m. Anteriormente l'arco morenico presenta una ripida scarpata di quasi 200 m. d'altezza: nuda petraia bianca, nel tratto centrale, mentre ai lati gli argini e la scarpata esterna si rivestono di boschi, al pari degli attigui versanti del monte.

Queste forme glaciali si distinguono molto bene dal modellamento prettamente carsico del terreno circostante, e permettono di ricostruire così un *ghiacciaio di valle, lungo 2,5 Km.*, senza contare l'ampia distesa ghiacciata che doveva ricoprire il ripiano sommitale, fra 1900 e 2200 m. Poichè gran parte di quest'ultimo costituiva bacino alimentatore del nostro ghiacciaio, questo veniva ad avere un'elevazione media superiore ai 1800 m. *Il limite nivale climatico dobbiamo fissarlo quindi verso i 1900 m.*

Sul versante orientale del Mal'i Dêjës, ai piedi della lunga e alta parete verticale che caratterizza la montagna da questo lato, si stende un'ampia e continua falda detritica. Lungo il fondo d'una valletta, parallela alla parete (1500-1600 m.s.m.), si distinguono anche vari cumuli detritici disposti a festoni, che non lasciano dubbio sulla loro natura morenica, dovuta ad antichi ghiacciaietti di falda. Non ho potuto riconoscere se più in giù la stessa valletta, che volge a N, nè le altre vallette vicine contengano resti più cospicui di antichi ghiacciai, ai quali accennerebbero il Louis (*17*, p. 134) e il Nowack (*28*, p. 135). La loro esistenza non sembra però necessaria, perchè, per la mancanza di bacini alimentatori di una certa ampiezza, difficilmente si poteva generare qualche cosa di più che semplici ghiacciai di falda, alimentati per lo più da valanghe.

Poche altre osservazioni, nei riguardi del glacialismo quaternario, mi permisero di fare i rapidi voli sulla linea aerea Tirana-Kuksi.

Nei monti più vicini al Drin Nero tracce glaciali non mancano qua e là, specialmente sul Ruja Lurës (a SE di Lura), dove per lo meno il vallone a N della cima (m. 1994), con chiara forma di circo, sembra limitato a valle da un arco morenico frontale, sui 1800 m. d'altezza.

Nelle catene occidentali, per il gruppo dei *Monti Skanderbeg* (Mal'i Skanderbeut), culminante a 1724 m., non posso che confermare l'esistenza di una serie di circhi, con fondo acquitrinoso, intorno a 1500 m. sul versante NE, che appaiono chiaramente anche sulla nuova carta topografica. Di essi parlò particolarmente il Markgraf (*20*, p. 132). Anche per questi l'origine glaciale non pare potersi mettere in dubbio, e, d'accordo col Louis (*17*, p. 128), si può calcolare *il limite nivale alquanto sotto i 1700 m.*

III. - MONTI DEL CONFINE ORIENTALE

11. Mali Gjaliqes. — Questa montagna, che limita a SE la conca di Kuksi, dominandola coi 2100 m. del suo ripido versante occidentale, è costituita essenzialmente da calcari saccaroidi, fortemente inclinati verso NNW. La montagna è foggiata a cresta allungata da NNE a SSW, che si mantiene per 5 Km. al di sopra dei 2000 m. e culmina con varie vette fra 2200 e 2500 m. Nel tratto settentrionale il crinale del monte è sdoppiato in due creste parallele, discoste poche centinaia di metri e rinserranti una lunga depressione valliva, la quale comprende alcune piccole conche chiuse a caratteri almeno in parte carsici, e poi si muta in un vallone sempre più ripido (Lugu i rrellit) che sbocca nella profondissima gola trasversale del torr. Luma (v. figg. 20 e 21).

Avendo un andamento press'a poco parallelo alla direzione tettonica, l'origine di questo strano avvallamento è probabilmente legata alla maggiore erodibilità, o solubilità di qualche strato di roccia (in qualche punto ho osservato l'affiorare di strati rossicci, calcareo-arenacei, facilmente sgretolabili). D'altra parte si potrebbe interpretare come effetto d'una moderata azione glaciale e nivale una certa quale svasatura della sezione di questo avvallamento, d'altronde troppo irregolare. Ma le forme di modellamento minuto, più che a tali azioni, sembrano riferibili a fenomeni di dissoluzione del calcare, uniti alla degradazione meccanica per effetto del gelo, con intensità variabile secondo la varia compattezza della roccia.

D'altra parte la depressione è troppo ristretta, perchè potesse contenere una massa glaciale d'una certa entità, e quindi dotata di notevole potere erosivo. Da ciò anche la scarsezza di depositi distintamente morenici nella parte superiore del vallone, sopra ai 2000 m. di quota, che non poteva albergare che una modesta striscia di nevato; mentre più in giù, nel tratto ripido del vallone, eventuali depositi sono stati facilmente trascinati in basso o indistintamente frammischiati con altri materiali detritici postglaciali.

Il versante occidentale del Mali i Gjaliqes (o semplicemente Gjalica) è piuttosto uniforme. Scende molto ripido fino alla base, per oltre 2000 m., solo con parziali interruzioni a guisa di terrazze discontinue, in corrispondenza ad affioramenti di strati teneri, arenacei e serpentinosi. Tali specialmente, la terrazza che si svolge intorno ai 1500 m. d'altezza, per 2,5 Km. dagli stavoli di Nang verso N, e l'altra, minore, che sotto la cresta settentrionale si distende per circa 1 Km. intorno ai 2000 m. Anche quest'ultima possiede un gruppo di miseri capanni di pastori, nel tratto che più s'allarga, incavandosi a nicchia nel versante, con fondo erboso pianeggiante intorno ai 1900 m. L'esile cresta rocciosa sovrasta soltanto d'un centinaio di metri, terminando a N con la q. 2044. Vi si può scorgere appena abbozzata la forma d'un circo. Piccoli cumuli detritici possono interpretarsi come morene di nevaio o di placche ghiacciate di poca entità. Vi corrisponderebbe un limite delle nevi (climatico) compreso fra 2050 e 2100 m.

Al di fuori di questa terrazza, l'uniformità generale e la ripidezza del versante occidentale evidentemente non si prestavano alla formazione di più ampi ammassamenti

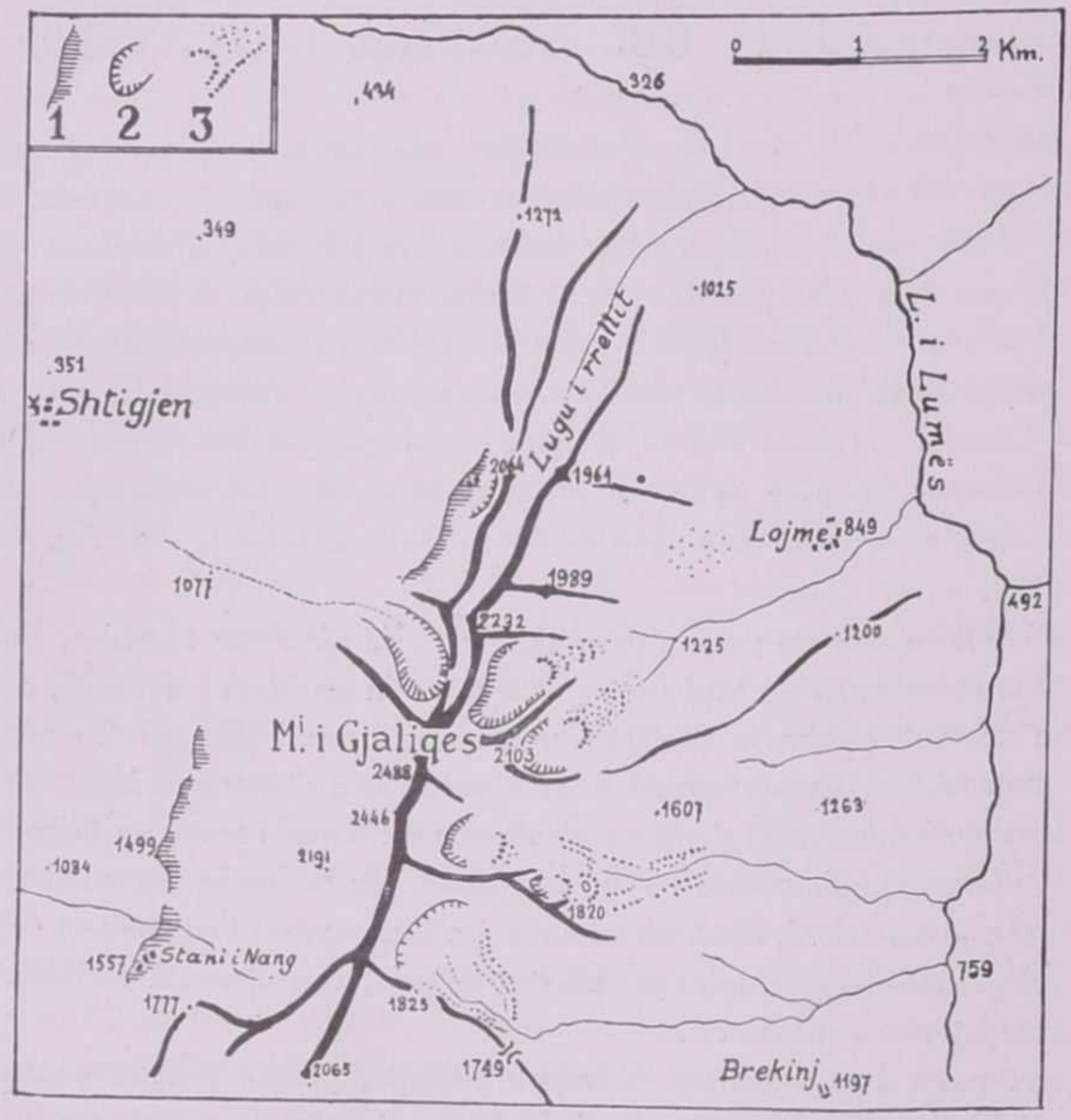

Fig. 20. - *MONTE GJALICA* (*Mali i Gjaliqës*)
1. Terrazze orografiche del versante occidentale
2. Contorno superiore dei circhi
3. Morene.

nivo-glaciali. Soltanto al centro il versante è intagliato da un vallone alquanto più profondo, che si origina a N della vetta principale (q. 2486) e che nella parte superiore presenta la caratteristica sezione allargata dei circhi, pur mancando quasi ogni accenno ad una soglia nel profilo longitudinale, tutto molto ripido. Non v'è dubbio che qui un ripido ghiacciaietto s'incanalava giù per il vallone, per diverse centinaia di metri, rompendosi poi probabilmente in seracchi.

Il versante orientale possiede caratteri diversi. Esso è nel complesso anche più ripido e dirupato nella parte superiore, ma poi declina più dolcemente, con pendii gradinati, a cominciare dai 1900 m. nel tratto meridionale, e intorno ai 1300 o 1200 nel tratto settentrionale. Inoltre dalla parete superiore si staccano taluni contrafforti rocciosi che racchiudono dei valloni profondi. Si hanno dunque, su questo versante, condizioni morfologiche molto più propizie, perchè nell'epoca glaciale vi si ammassassero i ghiacci, e perchè fino ad oggi se ne siano conservate le tracce evidenti. Procedendo da N a S notiamo:

1) Falde moreniche miste con materiale di frana, nel vallone poco incavato a W di Lojme, direttamente sopra il villaggetto, fra 1150 e 1300 m.

2) Un profondo vallone a NE della vetta del Gjalica, fiancheggiato dallo sperone roccioso che porta la q. 2103: il fondo è coperto di macerie caoticamente ammassate, che allo sbocco tendono ad assumere la disposizione di cumuli morenici, fra 1600 e 1700 m. Più in basso non ho potuto distinguere che cosa sia materiale di frana e che cosa, eventualmente, morena.

3) Altro breve vallone scavato nel fianco orientale dello sperone 2103: lunghe falde detritiche, terminanti su un breve ripiano, racchiuso da un arco morenico ben conservato (circa 1750-1780 m.). Quest'arco è costituito per metà (N) da materiali calcarei bianchi, per il resto da detriti scistosi e conglomeratici del Verrucano, scuri

Fig. 21. - Valletta compresa fra le due creste settentrionali del Gjalica.

e in parte rivestiti di erba, riproducendo così nell' arco frontale dell' antico ghiacciaietto la distribuzione delle rocce che si vede nel sovrastante recinto roccioso. Morene più o meno trascinate si spingono più in basso lungo il pendio, nel vallone diretto verso Lojme.

4) Vallone più aperto, sotto la vetta meridionale del Gjalica (q. 2446): la testata abbonda di detriti di falda, terminanti con cumuli trasversali, fra 1900 e 1950 m. Più in basso, molti erratici calcarei si vedono gettati sulle sponde. Una bella cerchia morenica racchiude a destra, sotto lo spuntone di q. 1820, un piccolo piano, già lago, dove una sorgente alimenta una pozza d'alpeggio artificiale. Un altro piccolo circo, con morenetta frontale, sta poco più in su, in posizione analoga, al riparo della sponda meridionale del vallone. Qui si tratta evidentemente di morene deposte da una linguetta un poco indipendente, appoggiata al detto fianco S. Morene più potenti, lasciate dal corpo principale del ghiacciaio durante la sua massima espansione, s'allungano giù per il pendio, tornando a formare argini cospicui sul ripiano ove sono le più alte capanne abitate e campicelli di segala, fra 1550 e 1600 m.; ma la lingua glaciale, che deponeva queste morene laterali, divallava certamente per un altro tratto. Il ghiacciaio misurava in totale circa 2,5 Km. di lunghezza.

5) Infine, sopra la testata della valle di Brekinj, si stende un ampio pendio er-

boso rivolto a SE e contenente una piccola conca. Il fondo di questa, fra 1750 e 1800 m., è cosparso di morene calcaree, che definiscono discretamente un'antica lingua glaciale, la quale poteva terminare verso i 1700 m. d'altitudine. Qui si tratta di un ghiacciaietto lungo poco più di 1 Km., il quale, per la sua conformazione semplice e la scarsa protezione orografica, permette una stima abbastanza sicura del limite nivale. La cresta meridionale del Gjalica, da cui il ghiacciaio prendeva alimento, si eleva fra 2200 e 2300 m. La media altitudine della superficie ghiacciata poteva stare fra 1950 e 2000 m.; data l'esposizione a SE, si può ben pensare *ad un limite nivale (climatico) intorno ai 1900 m., o di poco superiore.*

Questo dato può ben valere anche per gli altri ghiacciai del versante orientale, specialmente per quelli ricordati ai Nri 3 e 4.

Da tutto quanto precede risulta che il Mali i Gjaliqes possedeva un discreto sviluppo glaciale, malgrado l'esiguità dei bacini collettori, sul versante orientale; al quale fa riscontro la quasi totale assenza di formazioni analoghe sul versante opposto: ciò che è da imputare, verosimilmente, alla diversa conformazione orografica. Non possiamo sapere se il fatto dipendesse in parte anche da diverse condizioni climatiche, in rapporto al giuoco dei venti, alle precipitazioni nevose, alla nebulosità. In mancanza di osservazioni meteorologiche, possiamo soltanto dire che la conca di Kuksi ci appare oggi relativamente asciutta, così d'inverno come d'estate, in confronto coi monti che l'attorniano, e che non è escluso che le maggiori precipitazioni siano portate sul Mali i Gjaliqes da venti di S e SE, che colpirebbero maggiormente il versante orientale. Si osservi poi che il limite superiore del bosco si trova a 2100 m. sul versante occidentale, ma rimane molto più in basso su quello orientale: altro indizio che il limite nivale poteva subire un analogo scarto fra i due versanti.

Comunque resta assodato che questo massiccio, al pari delle altre maggiori montagne albanesi, possedette nel Quaternario i suoi ghiacciai: fatto che finora era stato pressochè disconosciuto dal Louis e dal Nowack. Con ciò viene naturalmente a cadere l'ipotesi secondo la quale la presunta scarsità di resti glaciali veniva spiegata ammettendo che questo massiccio, come il vicino Koritniku, si sarebbe sollevato all'attuale altezza soltanto nel postglaciale (*17*, p. 148; *18*, p. 37).

A S del Gjalica, le ampie dorsali ondulate che recingono da W a da S la conca di Luma, con sommità che in generale superano di poco i 2000 m., presentano una serie di nicchie circoidi sul lato rivolto a N, che ben si spiegano in rapporto ad un limite nivale che si sia abbassato fino un poco al di sotto dei 2000 m.

12. Koritniku (Mal'i Koritnikut, o anche Pikllima). — Ancora più che il Gjalica, questo monte presenta un fianco NW, verso il Drin, diritto e uniforme, molto ripido, che non si prestava all'adunamento di masse nevose, e poteva, se mai, fornire buon campo alla caduta delle valanghe. Salvo piccole svasature imbutiformi alla testata di valloncini appena segnati, questo versante dai 2300-2100 m. della cresta sommitale scende diritto fino a 1600-1700 m., alla quale altitudine s'iniziano piccoli altopiani ondulati, disseminati di cavità carsiche. Nessuna traccia di morene mi riuscì di scorgere: null'altro che breccia di versante, compattissima, in falde regolari e piccoli coni.

Il fianco SW del monte, che guarda verso le gole del Luma, precipita più dirupato per molte centinaia di metri. Alla base dei dirupi si stende un vasto macereto, prodotto da grandiosi scoscendimenti. Ma taluni accumuli più regolari, allineati trasversalmente al pendio, tra 1500 e 1600 m., potrebbero interpretarsi come morene di valanga. Il Danes si riferiva forse a questi (*6*, p. 12); ma, data la posizione e la natura di tali formazioni, non mi sento di seguirlo, nel basare su di esse il calcolo d'un limite nivale abbassato fino a 1600 m.

Maggiore interesse presenta, sul versante jugoslavo, un grande circo incavato a NE della vetta principale, e costituente la testata della valle di Rapça. Come già rilevarono l'Oestreich (*29*, p. 345) e il Roth v. Telegd (*31*, p. 11), questa conca, dal contorno ripido a ferro di cavallo e dal fondo pianeggiante e ondulato, fa ben pensare all'azione escavatrice d'un ghacciaio, mentre la soglia di sbocco appare incisa da due solchi profondi di erosione torrentizia rimontante.

Sul fondo della conca si scorgono alcune cerchie moreniche, appartenenti a un ghiacciaietto che s'appoggiava alla sponda meridionale, e spingente la fronte entro il minore dei due solchi fin sotto i 2100 m. Per tale ghiacciaietto si deve ammettere un limite nivale (locale) fra 2200 e 2300 m., ed il rispettivo limite climatico un centinaio di metri più alto. Non essendovi ragione di credere a forti diversità di condizioni climatiche fra questo monte e il Gjalica, distante appena 10 Km., occorre pensare che nel circo del Koritniku siamo in presenza d'una formazione stadiale, mentre nella fase di massima espansione il ghiacciaio non solo avrebbe dovuto occupare l'intero circo, ma anche allungarsi per un tratto nella sottostante valle. In accordo con questa congettura sta il fatto che dei due solchi predetti, che incidono la soglia del circo ai lati d'un'altura centrale, quella maggiore, di destra, a giudicare in distanza conserva una sezione svasata, di tipico modellamento glaciale.

In complesso, sebbene i dati di fatto che ho potuto raccogliere non siano del tutto esaurienti, non vedo ragione per credere che questo massiccio non abbia posseduto *formazioni glaciali proporzionate alla sua altezza e alle condizioni climatiche*, che dovevano essere simili a quelle del vicino Gjalica.

IV. - CONSIDERAZIONI GENERALI

13. Il limite nivale. — Complessivamente gli accertamenti da me portati sul glacialismo quaternario dell'Albania settentrionale, rispetto ai precedenti studi, fanno *estendere notevolmente i limiti raggiunti dagli antichi ghiacciai*, quasi dappertutto: al Mali Dêjës come al Kunora e Lurës, al Munella e allo Zebë come al Gjalica, e poi in particolar modo sul versante occidentale delle Alpi Albanesi. Qui, tra l'altro, la valle del Prroni That albergò un ghiacciaio che coi suoi 24 Km. di lunghezza era, dopo quello della Valbona, e qualche altro, da annoverare tra i maggiori che possedette la Penisola Balcanica.

Di conseguenza si deve ammettere, per la fase di massima espansione glaciale, *un valore del limite nivale più basso rispetto a quello calcolato in precedenza*, almeno in

via generale. Dissi infatti che per le pendici occidentali delle Alpi Albanesi tale limite si deve ritenere forse 150 m. inferiore a quanto supposto dal LOUIS (1600 m.). Per il nodo centrale delle stesse montagne, anche in base al ghiacciaietto del M. Shtegu, ritengo pur io che il limite climatico si aggirasse sui 1600 m.; e che solo nelle catene sudorientali, verso la Valbona, esso si innalzasse verso i 1700 m.

Per i rimanenti gruppi montuosi considerati, le differenze fra le stime mie e quelle degli autori tedeschi sono molto meno sensibili; cosicchè, nelle linee generali, l'andamento delle isochione sulla mia cartina (fig. 22) non differisce molto dalla analoga rappresentazione data dal LOUIS sulla sua cartina delle isochione per tutta la Penisola Balcanica (*18*, p. 128). E' ben vero che mi fu possibile identificare lingue glaciali spintesi notevolmente in basso; ma si tratta per lo più di lingue molto riparate e che erano anche abbondantemente ricoperte di materiale morenico, la cui azione protettrice non si deve sottovalutare, come insegnano numerosi esempi alpini. Riconoscendo così una notevole importanza a quelli che si sogliono dire i *fattori orografici*, in special modo l'ombreggiamento, i contributi di valanga, la protezione morenica sulla lingua, sono portato ad innalzare notevolmente, nei casi anzidetti, il limite nivale così detto climatico, o regionale, rispetto a quello reale (locale, o orografico); cosicchè i nuovi valori vengono a differire poco rispetto ai calcoli precedenti.

Ma in qualche altro caso la coincidenza tra le valutazioni mie e quelle rappresentate sulla cartina del LOUIS (che pur si basano su dati di osservazione sostanzialmente diversi) dipende da un'altra ragione. Difatti in detta cartina il LOUIS ha volutamente omesso di tener conto delle anomalie locali (o che tali gli sembravano) che mal si adattavano nel quadro generale, il quale doveva rispecchiare essenzialmente le condizioni climatiche. Questo va detto specialmente a proposito dei *monti Gjalica e Koritniku*, e dello *Zebë*, che il LOUIS e il NOWACK, come ho ricordato a suo luogo, ritenevano quasi privi di manifestazioni glaciali, malgrado la loro ragguardevole altezza attuale. Il LOUIS (*18*, p. 37) spiegava il fatto mediante *l'ipotesi di un energico sollevamento tettonico postglaciale* (per lo Zebë forse di 100 m., per gli altri due monti di ben 200 o 300 m.); e perciò di tale supposta anomalia non teneva conto nel calcolo del limite nivale come indice climatico. Abbiamo invece visto che *anche questi monti sono stati interessati dal fenomeno glaciale in misura press'a poco proporzionata alla rispettiva elevazione e posizione geografica:* cosicchè la rappresentazione già data del limite nivale è pienamente valida anche per essi.

S'intende che spostamenti verticali, anche recentissimi, non si possono escludere, e che quindi i calcoli del limite nivale pleistocenico, fatti in base alle altezze odierne dei monti e dei residui glaciali, sono soggetti ad errori locali o regionali. Ma, se non vi sono altre prove, non credo che il quadro generale ne verrebbe variato di molto. Il calcolo dell'antico limite nivale è di per se stesso soggetto a tante incertezze e cause d'errore, che quest'ultima causa — dico gli *eventuali spostamenti verticali della massa montuosa* — diventa praticamente trascurabile, nella generalità dei casi, almeno finchè ci si riferisca all'ultima glaciazione (würmiana). La questione acquista invece molta importanza per le glaciazioni anteriori, che non possono essere raffrontate con l'ultima senza tener conto dei movimenti orogenici (*5*, p. 289; *9*; *11*).

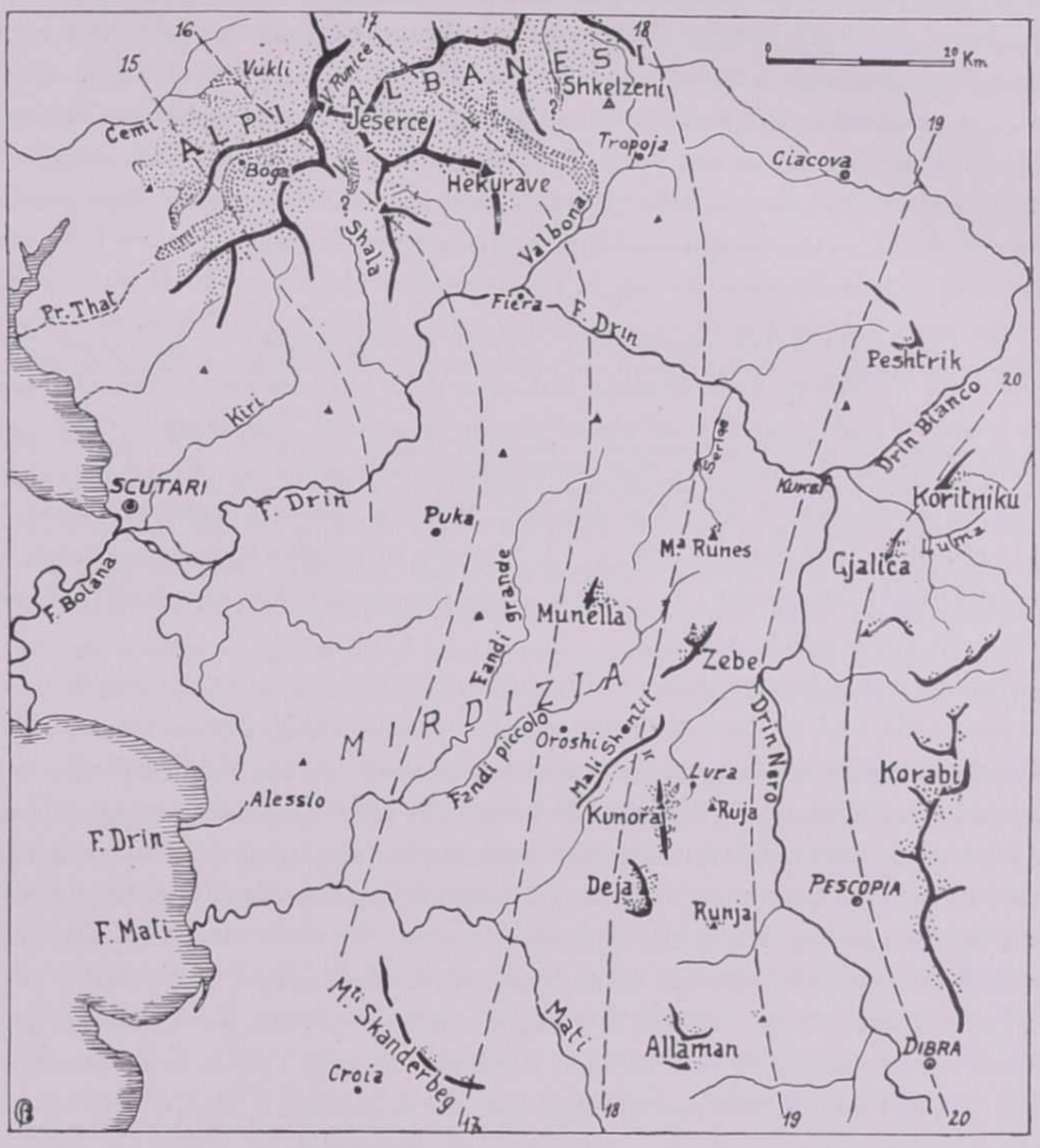

FIG. 22. - *ESTENSIONE DEI GHIACCIAI QUATERNARI E ALTEZZA DEL LIMITE NIVALE NELL'ALBANIA SETTENTRIONALE* (*i numeri esprimono ettometri di altezza*).

In complesso, appare confermato nella nostra cartina *il rapido sollevarsi del limite delle nevi da W ad E*. Com'è noto, questo fatto si spiega facilmente con l'alta piovosità del settore costiero nordalbanese e montenegrino, piovosità che si accentua lungo le pendici sudoccidentali dei gruppi montuosi, ma poi si attenua rapidamente procedendo verso le regioni interne, a clima più continentale. In corrispondenza dei maggiori rilievi dell'Albania settentrionale, si può calcolare un dislivello medio di 100 m. su 15 Km. di distanza, in direzione W-E o SW-NE. Tale innalzamento del limite nivale non si può dire eccezionale. Anche nel nostro sistema alpino in qualche caso l'innalzamento è ancora più rapido. Ed è possibile che, possedendo maggior copia di dati, nelle stesse Alpi Albanesi si verrebbe a riconoscere scarti anche più bruschi tra un versante e l'altro. D'altra parte, secondo i dati recentemente esposti dal MILOJEVIĆ, la glaciazione qua-

ternaria del versante NE delle Alpi Albanesi (Prokletije di Metohija) sarebbe rimasta entro limiti molto più ristretti di quanto s'era ritenuto fin qui in base alle ricerche dello Cvijić. In conseguenza il Milojević calcola a 1900-2000 m. il limite nivale (orografico), per ghiacciai con esposizione settentrionale (*23*, p. 99 e segg.): ciò che porterebbe il limite climatico a non meno di 2100 m., con uno scarto di varie centinaia di metri rispetto al versante albanese! Ritengo però che siano necessarie altre ricerche, sui due versanti, prima di accettare definitivamente questi dati.

14. Pluralità delle glaciazioni. - Stadi postwürmiani. — Vari autori hanno riconosciuto l'esistenza nella Regione Balcanica delle tracce di due distinte glaciazioni, oltre a diversi stadi posteriori all'ultima grande espansione. Così tanto lo Cvijić che il Milojević hanno distinto due glaciazioni nelle morene dell'alta valle del Lim (bacino di Plava), sul versante N delle Alpi Albanesi. Il Louis lascia il problema aperto (*18*, p. 31) e lo stesso fa il Nowack (*28*, p. 162). Invece lo Jaranoff, in mancanza di riconosciuti depositi interglaciali, ammette una sola glaciazione, pur concedendo che questa abbia avuto due fasi (*11*, p. 267).

Ma soprattutto interessante, per il confronto diretto che permette con le mie osservazioni nelle Alpi Albanesi, è il fatto che il Leutelt abbia riconosciuto *l'esistenza di due glaciazioni*, con interposte formazioni interglaciali, in una delle valli occidentali delle stesse montagne, quella del Cemi. Si è visto che le mie osservazioni nella valle del Pr. That hanno dato risultati concordanti (raggiunti affatto indipendentemente ed ignorando lo scritto del Leutelt). Anche per la bassa Valbona accennai a qualche argomento che induce a pensare che quel complesso anfiteatro morenico sia stato costruito in due glaciazioni distinte, separate da un lungo intervallo di tempo.

Nel caso della bassa Valbona la glaciazione più antica (che, per intenderci, diremo *rissiana*) avrebbe raggiunto uno sviluppo maggiore che non l'ultima (*würmiana*); ma poichè non si tratta di osservazioni esaurienti, nè di argomenti sicuri, preferisco per ora non tenerne conto.

Pertanto, in base ai soli profili del Pr. That e del Cemi, non si ha alcuna base che permetta di valutare l'estensione massima raggiunta dai ghiacciai rissiani. Infatti i depositi ritenuti rissiani sono stati rinvenuti ben addentro nelle rispettive valli, a Boga come a Nikshi, e nulla lascia indurre di quanto le fronti glaciali potessero essersi avanzate oltre quei punti. Non è detto che si debba immaginare i ghiacciai rissiani più lunghi di quelli würmiani. Se si ammette che nel sistema Dinarico, come negli Appennini e in altre catene, il sollevamento orogenico sia continuato nel Quaternario recente, possiamo ben ritenere che anche in Albania, fino a prova contraria, *solo la glaciazione ultima abbia assunto quell'estensione che si è descritta, oltrepassando i limiti delle espansioni precedenti*. Ciò spiegherebbe anche l'esiguo numero dei ritrovamenti relativi alle glaciazioni anteriori, e la loro totale mancanza nei gruppi montuosi secondari, che non possedettero, pur nel Würmiano, ghiacciai oltrepassanti i 2 o 3 Km. di lunghezza.

Molto numerosi sono i residui morenici stadiali, postwürmiani, corrispondenti a posizioni via via più elevate del limite nivale. Oltre che nelle maggiori vallate e negli alti circhi delle Alpi Albanesi, ne ho osservati in quasi tutti i gruppi montuosi isolati.

Dato che questi gruppi si elevano solo di poche centinaia di metri al di sopra di quello che era il limite nivale nel Würmiano, s'intende che anche le morene più alte in essi rinvenute corrispondono a condizioni climatiche non molto diverse da quelle regnanti nell'acme glaciale würmiana; o tutt'al più corrispondono ad uno stadio paragonabile a quello detto di Bühl nelle nostre Alpi, con un limite nivale 200 o 300 m. più elevato che nel Würm. Questo valga, per es., per le più alte morene osservate nei valloni del Koritniku e del Gjalica, forse anche per quelle del circo settentrionale dello Zebë.

Invece nelle Alpi Albanesi, dato il più forte abbassamento locale del limite nivale e la maggiore elevazione dei monti, si verifica un dislivello, nel tratto centrale, di ben 1000 m., o anche più, tra il limite nivale würmiano (1600) e le massime altezze dei monti (M. Jeserce, quasi 2700 m.). Qui pertanto è data la possibilità di trovare le tracce di più numerose soste compiute dai ghiacciai nei singoli bacini, in relazione alle altezze sempre maggiori raggiunte dal limite nivale durante il periodo postglaciale, finchè non subentrarono condizioni climatiche simili alle odierne, che non consentono più, in nessun punto, la formazione di nevi permanenti.

Poichè i maggiori ghiacciai delle Alpi Albanesi erano ghiacciai composti, alimentati in gran parte dai tributi delle vallette e valloni laterali, il ritiro di questi ghiacciai dovette essere molto rapido, non appena i rami tributari prendevano a distaccarsi, a individuarsi come tanti ghiacciai minori. In altre parole, il primo e più forte accorciamento dei grandi ghiacciai di valle non dovette di necessità corrispondere ad un sollevamento altrettanto forte del limite nivale. Così, nella valle del Pr. That, il ghiacciaio che occupò da ultimo il bacino di Boga, sebbene già ridotto a meno della metà della lunghezza primitiva, non poteva corrispondere a condizioni climatiche molto diverse rispetto al ghiacciaio würmiano che portò la sua fronte fino a Dedaj. Lo stesso può dirsi per la sosta di Selimaj del ghiacciaio di Valbona.

Può anche essersi ripetuto il caso che i ghiacciai di taluni valloni laterali scendessero al fondo della valle principale, sbarrandola, quando questa era già per un tratto sgombrata dal ghiacciaio principale: come, secondo il Leutelt, si è verificato nella valle del Cemi, sotto Vukli, da parte di un ghiacciaio occupante il vallone di Kosnie. Oltre a speciali condizioni orografiche, può aver influito su questo fenomeno anche la minore altezza del limite nivale sui monti più esterni.

Ma piuttosto che ad anomalie del ritiro, possiamo pensare anche a temporanee avanzate, per rincrudimenti climatici di breve durata (che non permettevano la ricostruzione dell'intero ghiacciaio principale) e talora anche per grandi fenomeni di frana sopra le lingue glaciali di fondovalle. Tale sarebbe stato appunto il caso del ghiacciaio di Valbona, quando abbandonò il grande apparato morenico-franoide di Selimaj; e tale pure — in una fase successiva — il caso dell'ultima lingua occupante la testata della valle di Boga (morene di Okoli). Difficile stabilire il limite climatico delle nevi permanenti corrispondente a siffatti casi, i quali — secondo la nuova denominazione introdotta dal Klebelsberg — per analogia colle nostre Alpi sarebbero da ascriversi allo

stadio dello Sciliar (« Schlernstadium »: corrispondente a condizioni climatiche talvolta più vicine a quelle del massimo würmiano, tal'altra più a quelle dello stadio di Bühl).

Per trovare traccia degli stadi ulteriori, dobbiamo risalire i singoli valloni tributari, fino agli alti circhi della montagna. Le segnalazioni in proposito non mancano, in qualche autore, e qualche altra osservazione, oltre a quelle già riportate, feci pur io.

Si sa che le valutazioni del limite nivale, per siffatti ghiacciaietti di falda, di vallone e di circo, il cui alimento è spesso dato prevalentemente dalla caduta di valanghe, sono estremamente incerte, e tanto più lo è il passaggio dal limite locale (orografico) al limite regionale (climatico). Ma possiamo sempre tener conto della circostanza che, per i più piccoli ghiacciai abbarbicati sotto le cime dei monti, il limite nivale non poteva mai trovarsi più elevato delle cime stesse, nè molto al di sotto di esse (da ciò il vecchio « metodo orografico » per determinare il limite stesso).

Perciò dove i monti si elevano intorno ai 2300 m., e la minima altitudine raggiunta dal limite nivale nel Würmiano si aggirò intorno ai 1600 m., com'è stato nel settore centrale delle Alpi Albanesi, si potranno al massimo trovare le tracce di ghiacciai corrispondenti a un'elevazione di 600-700 m. del limite nivale, ossia appartenenti al così detto stadio di Gschnitz ([1]). Solo a ridosso dei monti più elevati, di oltre 2500 m., si potrà eventualmente trovare tracce glaciali d'uno stadio ancora più recente, paragonabile al Dauniano alpino.

Ma tutte le attribuzioni ai singoli stadi qui sono fatte tenendo per termine di paragone il limite nivale würmiano, non potendosi procedere inversamente (come sarebbe più sicuro), partendo dal limite nivale attuale: perchè questo non si può conoscere, non essendovi più su questi monti alcun ghiacciaio. Sappiamo soltanto che esso dovrebbe passare al di sopra di 2700 m. nella parte centrale delle Alpi Albanesi (altezza massima, Maja Jeserce, m. 2694): ma di quanto più alto, ci è ignoto ([2]). Non credo che si possa dare molta importanza al fatto che, sui versanti in ombra, queste montagne conservano fino alla tarda estate numerosi piccoli nevai, anche a quote relativamente basse. Chi ha pratica di montagna, e della speciale morfologia delle montagne calcaree, sa come i residui delle valanghe possano agevolmente conservarsi per tutto l'anno anche 1000 e più metri al di sotto del limite delle nevi. Perciò non posso seguire il LEUTELT, che stima a 2500 m. il limite nivale attuale, e che, partendo da questo dato, ritiene recenti e recentissimi certi depositi morenici anche in posizione bassissima (*14*, pp. 73, 75).

Invece il fatto che fino a 2700 m. non vi è più alcun ammassamento di neve perenne, ci dice che *il limite nivale, dal Würmiano ad oggi, si è innalzato di almeno 1100 metri.*

([1]) Tali potranno essere le morene del circo di Shabores (a NE del M. Boshi, testata della Valbona), descritte dal LEUTELT e da lui ritenute addirittura moderne (sec. XIX), perchè in vicinanza di chiazze nevose (*14*, p. 73). Tali possiamo anche ritenere le morene frontali (circa 1300 m.) di un ghiacciaio occupante il Lugu i Zajove, ramo sorgentifero settentrionale della Valbona (cfr. BAUER, *3*, p. 263).

([2]) Per confronto, vediamo che, alla stessa latitudine, al Gran Sasso d'Italia il limite nivale attuale si valuta a 2900 m. Però, data la maggiore piovosità delle Alpi Albanesi rispetto all'Appennino Centrale, dobbiamo pensare che sulle prime il limite nivale dovrebbe passare alquanto più basso, poniamo intorno a 2800 m. come media.

Com'è noto, una depressione del limite nivale di 1000-1200 m., rispetto alla sua altezza attuale, si è verificata durante l'ultima glaciazione anche nella catena Alpina, e la si può ritenere come normale alle nostre latitudini, in condizioni di clima notevolmente umido. Questa coincidenza avvalora anche gli altri confronti fatti fra il Glaciale delle montagne albanesi e quello delle nostre Alpi. In particolare, ne viene indirettamente convalidata la valutazione degli stadi fatta partendo dal limite nivale würmiano, secondo il classico schema del PENCK, che valuta in circa 300 m. l'innalzamento del limite nivale fra i tre stadi principali (o stadi-guida) di Bühl, Gschnitz e Daun, come pure dal Daun ad oggi.

Altezza del limite nivale (climatico) calcolato in base alle morene				
	würmiane	stadiali		
		(Bühl o Sciliar)		(Gschnitz)
Alpi Albanesi				
Bacino del Pr. That . .	≤ 1500 Gh. di Vrithi	1600-1700 Boga	1800 Okoli Boges	—
Bacino di Shala	1500-1600 M.ª Shtegut	—	1900-2000 M.ª Bigës M.ª Mardomit	
Fusha Runicës	—	—	1900-2000 Sheu i Bardhë	
Bacino di Valbona . . .	? Anfiteatro morenico di Shoshan, ecc.	? Selimaj	1800-1900 ? Rrogami	2100-2200 Shabores (*) Lugu i Zajave (**)
Koritniku	?	—	2200-2300 ? Circo NE	
Gjalica	≧ 1900 Vallone SE e altre morene più basse	2050-2100 Morene superiori	—	—
Monti a SE del Gjalica .	circa 2000 Piccoli circhi	—	—	—
Munella (morene della Val di Domjoni)	1700-1800 Presso Ferthi	—	—	—
Zebë (morene del vallone settentrionale)	1700-1800 Morene inferiori	≦ 1900 Fronte a 1450	≦ 2000 Fronte a 1650	—
Kunora Lurës (versante NE)	≦ 1800 Morene inferiori	1900-2000 Mor. del L. Grande	—	—
Mali Dêjës (versante W) .	1800-1900 Fronte a 1500	—	—	—

(*) Morene segnalate dal LEUTELT. (**) Morene segnalate dal BAUER.

15. TERRAZZE FLUVIO-GLACIALI. — Sotto le morene frontali dei principali ghiacciai ho segnalato uno o più sistemi di terrazze fluvio-glaciali, particolarmente sviluppate lungo il Prroni That e in Valbona, ma presenti anche in vallette minori, come in quella di Domjoni.

Terrazze fluviali si possono seguire anche in altre valli dell'Albania settentrionale, pur dove manca un collegamento diretto con antichi ghiacciai. Del resto, anche in vicinanza di formazioni glaciali e fluvio-glaciali si resta talvolta incerti sulla causalità dei fenomeni di alluvionamento e di terrazzamento. Talvolta esse sono da mettere in relazione colla grande abbondanza dei materiali di sfacelo che si raccoglie alla base dei versanti e viene poi trascinato dai corsi d'acqua. Ma poi un po' dovunque in Albania

si vedono vecchi depositi di riempimento così cospicui, e coni pedemontani così grandiosi, che *bisogna pensare ad un periodo, od a più periodi passati, in cui tali fenomeni erano più intensi che non oggi* ([1]). Rimane da vedere se la causa prevalente sia da ricercarsi nei movimenti orogenetici continuati nel Quaternario, oppure nei cambiamenti climatici ed idrologici. Ma poichè vi sono buoni argomenti generici in favore tanto dell'una che dell'altra causa, si può anche pensare ad una generica concomitanza dei due ordini di fenomeni, in attesa che nuovi dati di fatto ci diano modo di analizzare meglio il carattere dei depositi e di fissarne meglio la collocazione nel tempo.

Comunque, occorre distinguere, appena possibile, i depositi chiaramente glaciali e fluvio-glaciali, da quelli preglaciali, spesso alterati e più fortemente cementati, che possono essere molto più antichi: in parte forse prequaternari. Come si presenti il problema nel bacino del Pr. That, ho discusso a suo luogo (paragrafi 2 e 3) e qui non occorre ripetere.

Nelle regioni interne queste alluvioni antiche, spesso fortemente cementate, coprono talvolta depositi lacustri, e rappresentano quindi l'ultima fase di riempimento delle conche terziarie. In vari casi si notano irregolarità nella superficie, da ascriversi a deformazioni subite nel corso del Quaternario, per fenomeni orogenici.

Si è parlato delle antiche alluvioni della bassa Valbona, per i rapporti che esse hanno con depositi morenici e colle terrazze fluvio-glaciali che ne derivano. Morene e alluvioni derivate sono generalmente più basse, incassate entro le terrazze più alte, ossia al di sotto della superficie dell'antico riempimento: segno che, prima dell'intervento glaciale, si era avuto una fase di erosione.

In Valbona la terrazza würmiana si accompagna, con altezza decrescente, per lungo tratto lungo il fiume, fino dove esso entra nella gola d'erosione epigenetica, per attraversare le alture serpentinose che contornano la conca a S. Che tali alture siano andate sollevandosi durante il Quaternario (in connessione con più vasti movimenti regionali) è dimostrato dal sollevarsi, sui fianchi della gola, della superficie degli antichi depositi preglaciali. Il maggiore affluente del Valbona, la Bistrica di Tropoja, che ha risentito in minor grado l'influenza diretta dell'espansione glaciale, mostra pur esso il suo bel sistema di terrazze basse, raccordabili con quelle del Valbona e probabilmente provocate appunto (almeno nell'ultimo tratto verso la confluenza) dall'ostruzione creata dalle alluvioni würmiane del Valbona.

Ancora negli ultimi chilometri di percorso, prima della confluenza col Drin, dopo la gola, il fiume Valbona è accompagnato da una terrazza alta meno di 10 m., probabile continuazione della terrazza würmiana. Essa si raccorda anche con un'analoga terrazza lungo il Drin.

Le terrazze del Drin sono state segnalate dal Daneš (*6*) e dallo Cvijić (*5*, p. 216) per i dintorni di Kuksi. Effettivamente colà si possono osservare due terrazze alluvionali, rispettivamente di 10-15 e di 35-40 m. d'altezza, che diremo recenti (Quaternario superiore?), le quali accompagnano il solco del Drin Nero, inciso nella terrazza di riempimento preglaciale (Quaternario inferiore? Terziario?) ([2]). Quest'ultima si eleva più

([1]) Jaranoff, *11*, p. 269; Nowack, *27*, pp. 124, 134; e *28*, pp. 161-62.
([2]) Segnata come « diluviale Schotterablagerung » nella carta geologica del Nowack.

di 100 m. sul fiume e, come le antiche alluvioni della bassa Valbona, si presenta ferrettizzata. Risalendo il Drin Bianco, da Kuksi fino al confine jugoslavo, e il suo affluente Luma, non sono riuscito a distinguere che una sola terrazza « recente » raccordabile con quella inferiore di Kuksi (quella su cui sorge il paese). Risalendo il corso del Drin Nero verso S ho ritrovato i due livelli nel piccolo allargamento della valle a Reçi. Infine, scendendo il corso del Drin per una decina di chilometri a valle di Kuksi, si ritrovano in vari punti gli stessi livelli di terrazze, particolarmente ben conservati alla svolta di Mele Alia. Alla confluenza del Valbona sotto Fiera, ossia dopo 34 Km. di percorso del fiume, ho osservato una sola terrazza recente, quella di 8-10 m. (che conosciamo in Valbona come terrazza würmiana), oltre a lembi più antichi. Pur non conoscendo il tratto intermedio del Drin, tra Mele Alia e Fiera, e ignorando quindi come dalle due terrazze inferiori di Kuksi si passi nel tratto medesimo a quest'unica terrazza di Fiera, rimane assodato *che almeno una delle terrazze del Drin, raccordandosi con quella del Valbona, dimostra anche per il fiume maggiore la correlazione delle fasi di alluvionamento e di incisione con particolari fasi climatico-glaciali del Pleistocene.*

Tanto nel bacino superiore del Drin Bianco che in quello del Drin Nero si sono avute manifestazioni glaciali notevoli (se dobbiamo credere allo Cvijić) (1). Esse possono avere avuto parte importante nella formazione delle vaste conoidi, oggi terrazzate, nella Metochia e nel bacino di Dibra-Pescopia. Non parrebbe quindi difficile vedere nelle terrazze del bacino di Kuksi il prolungamento dei depositi fluvio-glaciali dei corsi superiori dei due rami del Drin. Ciò anche per analogia con quanto osservato lungo altri fiumi albanesi, e particolarmente lungo la Voiussa, le cui basse terrazze sono concordemente messe in relazione colle manifestazioni glaciali dei monti Nemerçka (2).

Anche lungo un affluente di sinistra del Drin, il Seriqë, si notano tre ordini di terrazze, specialmente sviluppate nella conca di S. Maria (Shmria), dove la terrazza superiore misura almeno 90 m. sopra l'alveo attuale. Un raccordo colle terrazze del Drin credo che non possa mancare, almeno per i due livelli inferiori. Qui però le fasi costruttive, più che al fenomeno glaciale (che può avere fatto una limitata apparizione solo sul versante N della Maja Runës, m. 1857), sembrerebbero legate a fasi di intensificato sfacelo delle rocce eruttive, molto friabili, in cui è scavato il bacino: quindi, in ultima analisi, sempre a variazioni climatiche. Si possono tenere presenti, per analogia litologica e per la probabile concordanza di causa, i terrazzamenti del contiguo bacino superiore del Piccolo Fandi, nei suoi rami iniziali, cui s'è accennato alla fine del paragrafo 7.

Dopo la confluenza del Valbona, la terrazza würmiana del Drin è forse rintracciabile ancora per un lungo tratto. Quanto al tentarne un raccordo con le terrazze del corso inferiore, verso la pianura scutarina, sarebbe cosa del tutto prematura.

Uno studio sistematico delle terrazze lungo questi fiumi offrirebbe grande interesse.

---

(1) Colle dovute riserve in base al diverso parere del Milojević, op. cit.
(2) Cfr. Nowack, *28*, pp. 160, 161.

BIBLIOGRAFIA

1. Almagià R. - *Tracce glaciali nelle montagne dell'Albania.* Riv. Geog. It., 1918.
2. — - *Tracce della glaciazione diluviale nelle montagne dell'Albania.* Ibid., 1929.
3. Bauer B. - *Geomorphologisches aus den Nordalbanischen Alpen.* Zeits. f. Geomorphologie, IX, Leipzig, 1936.
4. Cvijić J. - *L'époque glaciaire dans la péninsule des Balkans.* Annales de Géog., IX, 1900.
5. — - *L'époque glaciaire dans la péninsule balkanique.* Ibid., XXVI, 1917.
6. Daneš J. V. - *Glaziale Studien im Ljumagebiete.* Bull. Soc. Serbe de Géog., 1914.
7. Floridia G. B. - *Osservazioni compiute durante un viaggio sulle Alpi Albanesi nel* 1931. Boll. R. Soc. Geog. It., 1933.
8. Ippen T. A. - *Die Gebirge des nordwestlichen Albaniens.* Abhandl. Geog. Ges. in Wien, VII, 1908.
9. Jaranoff D. - *Die altquartären Schottermassen auf der Balkanhalbinsel.* « Quartär », I, Berlin, 1938.
10. — - *L'indice d'aridité dans la région méditerranéenne en rapport avec la morphologie.* Hrvatski Geog. Glasnik, 8-10, Zagreb, 1939.
11. — - *La Péninsule Balkanique pendant le Quaternaire.* Mélanges Stefan Boncev, Sofia, 1940.
12. Kerner v. Marilaun F. - *Geologische Beschreibung des Valbonatales in Nordalbanien.* Denkschriften Akad. d. Wiss., 95, Wien, 1918.
13. Kossmat F. - *Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.* Berlin, Borntraeger, 1924.
14. Leutelt R. - *Glazialgeologische Untersuchungen in den Nordalbanischen Alpen.* Zeits. f. Gletscherkunde, 20, Berlin, 1932.
15. — - *Contributi alla morfologia geologica delle Alpi Nord-Albanesi.* « Studi Albanesi », V-VI, Ist. per l'Europa Orientale, Roma, 1936.
16. Liebert E. - *Aus dem Nordalbanischen Hochgebirge.* « Zur Kunde der Balkanhalbinsel », 10. Sarajevo, 1909.
17. Louis H. - *Albanien.* Stuttgart, Engelhorn, 1927.
18. — - *Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel.* Mitteil. Bulgar. Geog. Gesell., I. Sofia, 1933.
19. Magnani M. - *Considerazioni sulla morfologia fluviale della regione di Scutari d'Albania.* L'Universo, Firenze, 1935.
20. Markgraf F. - *In Albaniens Bergen.* Stuttgart, Strecker u. Schröder, 1930.
21. Martelli A. - *L'epoca glaciale nella penisola balcanica secondo gli ultimi studi.* Riv. Geog. Ital., 1905.
22. — - *Studio geologico sul Montenegro sudorientale e litoraneo.* Memorie R. Accad. Lincei, vol. 7, 1908.
23. Milojević B. Z. - *Les hautes montagnes dans le Royaume de Yougoslavie.* Beograd, 1939.

24. Nopcsa F. - *Aus Shala und Klementi.* « Zur Kunde der Balkanhalbinsel », 11, Sarajevo, 1910.

25. — - *Geographie und Geologie Nordalbaniens.* Geologica Hungarica, 1929.

26. Nowack E. - *Reisebericht aus Albanien.* Zeits. der Gesell. f. Erdkunde zu Berlin, 1924, pp. 280 segg.

26. bis. Nowack E. - *Geologische Forschungen in Albanien,* III. Centralblatt f. Min., Geol.. Pal., Abt. B., 1925, n. 3, pp. 83-90.

27. — - *Geologische Uebersicht von Albanien.* Salzburg, 1929.

28. — - *Die diluvialen Vergletscherungsspuren in Albanien.* Zeits f. Gletscherkunde, XVII. Leipzig, 1929.

29. Oestreich K. - *Reiseeindrücke aus dem Vilajet Kossovo.* Abhandl. Geog. Gesell. I. Wien, 1899.

30. Roth v. Telegd K. - *Das albanisch-montenegrinische Grenzgebiet bei Plav.* Neues Jahrb. f. Min., Geol., Paläont., Sonderband I. Stuttgart, 1925.

31. — - *Beiträge zur Geologie von Albanien. Die Gebirgsgegend südlich von Prizren.* Magyar K. Földtani Intézet Evkönyve, XXVIII. Budapest, 1927.

32. Sestini A. - *La penisola Balcanica durante il Quaternario secondo un recente studio.* Boll. R. Soc. Geog. Ital., 1941.

33. Vinassa de Regny P. - *Tracce glaciali del Montenegro.* Rend. R. Acc. Lincei, Roma, 1901.

34. Viquesnel A. - *Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe.* Mém. de la Soc. Géol. de France, N. 2 (Tomo 5) 1842, pp. 35-128.