

Sonderabdruck aus der
Zeitschrift für Gletscherkunde

Bd. XVII Heft 1—3, 1929

Verlag von GEBRÜDER BORNTAEGER in Berlin W 35.

**Die diluvialen Vergletscherungsspuren
in Albanien**

von ERNST NOWACK

Sammlung geologischer Führer von Prof. Dr. E. Krenkel.

- Band I: **Dresdner Elbtalgebiet** von R. Beck. 2. Auflage. 1914. 303 S. Mit 1 Karte und 9 Tafeln. Gebunden 7.—
- Band II: **Mecklenburg** von E. Geinitz. 1899. 188 S. Mit 1 Karte und 15 Tafeln. Gebunden 4.50
- Band III: **Bornholm** von W. Deecke. 1899. 131 S. Mit 7 Abb. und 1 Übersichtskarte. Gebunden 5.25
- Band IV: **Pommern** von W. Deecke. 1899. 132 S. Mit 7 Abb. Geb. 4.20
- Band V: **Elsaß** von Benecke, Bücking, Schumacher-Werveke. 1900. 461 S. Mit 56 Abb. bzw. Profilen. Gebunden 12.—
- Band VI: **Riesengebirge** von G. Gürich. 1900. 301 S. Mit 24 Abb. und 3 Tafeln. Gebunden 8.25
- Band VII: **Schonen** von A. Hennig. 1900. 182 S. Mit 35 Abb. u. 1 Karte. Gebunden 5.25
- Band VIII: **Campanien** von W. Deecke. 1901. 235 S. Mit 28 Abb. und 1 Karte. Gebunden 6.—
- Band IX: **Oberitalien** von A. Tornquist. (I. Das Gebirge der oberitalienischen Seen.) 1902. 302 S. Mit 30 Abb. Gebunden 8.25
- Band X: **Alpen** von A. Rothpletz. (I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin.) 1902. 256 S. Mit 81 Abb. Gebunden 6.—
- Band XI: **Das Berner Oberland und Nachbargebiete** von A. Baltzer. 1906. 347 S. Mit 74 Abb. und 1 Karte. Gebunden 18.75
- Band XII: **Das inneralpine Becken der nächsten Umgebung von Wien** von F. X. Schaffer. 1907. 126 S. Mit 11 Abb. Gebunden 3.60
- Band XIII: **Das inneralpine Becken (Teil II)** von F. X. Schaffer. 1908. 157 S. Mit 5 Doppel- und 8 einf. Tafeln. Gebunden 8.25
- Band XIV: **Dalmatien** von R. Schubert. 1909. 176 S. Mit 18 Abb. und 1 Tafel. Gebunden 8.40
- Band XV: **Odenwald** von G. Klömm. 1910. 248 S. Mit 40 Abb. Gebunden 9.75
- Band XVI: **Mainzer Tertiärbecken** von E. Mordziol. 1911. 167 S. Mit 39 Abb. Gebunden 6.60
- Band XVII: **Nördliche Adria** von R. Schubert. 1912. 213 S. Mit 40 Abb. Gebunden 7.20

(Fortsetzung siehe nächste Seite)

Die diluvialen Vergletscherungsspuren in Albanien

von Ernst Nowack

Mit 15 Figuren im Text und 12 Abbildungen

Inhaltsübersicht

		Seite	
Einleitung: Geologisch-morphologische Übersicht		123	
Die nordalbanischen Alpen:			
	Seite	Seite	
Maja Jeserce-Abschnitt	126	Shkëlzen-Abschnitt und Kozi Rtarij	129
Maja Hekurave-Abschnitt	128	Plaver Schiefergebirge	129
Cukaligebirge, Krastazone und Küstenketten			
Die zentralalbanischen Gebirge nördlich des Shkumbi:			
	Seite	Seite	
Munela	132	Mali Olomanit	135
Kunora (Neshda) e Lurës	133	Mali e Lopës	137
Mali Dejs	134	Jablanica und Mali Shebenikut	138
Die nordöstlichen Randgebirge:			
	Seite	Seite	
Koritnik und Djalica Lumës	142	Korab	144
Die zentralalbanischen Gebirge südlich des Shkumbi:			
	Seite	Seite	
Polisit-Gebirge	145	Gramos-Gebirge	148
Gur i Topit-Gebirge	146	Ostravica-Gebirge	148
Die südalbanischen Gebirge:			
	Seite	Seite	
Tomor-Gebirge	151	Maj' e Lucës	154
Glumaka	152	Shtugara und Murgana	154
Akrokeraunische Gebirge (Çika und Kiore)	152	Mali i Lunxheriës	154
Griba-Gebirge	153	Nëmerçka	155
Fluvioglaziale Ablagerungen im Vjosatal, diluviale Gehängebreccien		160	
Rückblick und allgemeine Ergebnisse		162	
Literaturverzeichnis		166	

Gelegentlich der geologischen Landesaufnahme von Albanien konnten auch zahlreiche Beobachtungen über die diluviale Vergletscherung der albanischen Gebirge gesammelt werden, die ein vielfach neues Material

zur Diluvialgeschichte der südosteuropäischen Halbinsel liefern. Da durch Herausgabe der geologischen Karte von Albanien meine Studien über dieses Land einen gewissen Abschluß erreicht haben und die völlig neue topographische Unterlage dieser Karte dem tiefer eindringenden Leser auch den entsprechenden kartographischen Behelf bietet, so soll hier ein Überblick über die Eiszeitspuren in Albanien gegeben werden, soweit einen solchen zu gewinnen, bei einer Übersichtsaufnahme, die für keine Spezialstudien Gelegenheit bot, möglich war. Ich folge hierbei der Anregung des Herausgebers dieser Zeitschrift, Herrn Professor Klebelsberg, welchem ich überdies noch für Ermöglichung der reichen Bilder-ausstattung dieser Arbeit zu Dank verpflichtet bin.

Es sei gleich vorausgeschickt, daß es sich hier im wesentlichen nur darum handeln kann, das gewonnene Material einmal geordnet niederzulegen, es mit den bisherigen Erfahrungen, soweit solche über Albanien vorliegen, zu verknüpfen, um ein Gesamtbild über die diluviale Vergletscherung dieses Landes zu erhalten. Die Erklärung der noch so zahlreichen eiszeitlichen Probleme soll — soweit es sich nicht um Erklärung lokaler Erscheinungen handelt — in den Hintergrund treten. An die größeren Probleme wird besser erst herangetreten werden, wenn auch über die Nachbargebiete, die mazedonischen und griechischen Gebirge reicheres und verlässliches Beobachtungsmaterial vorliegen wird. Dann erst, wenn sich größere Gebiete überblicken lassen, läßt sich mit klarerer Fragestellung an diese Probleme herangehen. Für eine derartige, wohl noch in weiterer Zukunft liegende Untersuchung über die Eiszeit auf der südosteuropäischen Halbinsel möge hier eine Vorarbeit geleistet sein.

Da es sich hier im wesentlichen nur um eine Sichtung und Ordnung des bisher über Albanien gewonnenen Materiales handelt, so wird in der folgenden Darstellung eine rein geographische Anordnung eingehalten werden, wobei das Übersichtskärtchen (Fig. 1) die Orientierung erleichtern möge. Für eingehendere Vertiefung sei auf die neue Übersichtskarte von Albanien im Maßstab 1:200000 hingewiesen¹⁾.

Geologisch-morphologische Übersicht

Im Aufbau Albanien prägen sich geologisch wie morphologisch mehrere Einheiten so scharf aus, daß es die Übersicht über das Land und seine eiszeitlichen Erscheinungen wesentlich erleichtert, diese Einheiten herauszugreifen und kurz zu charakterisieren.

¹⁾ Festband der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin 1928. — Wo das mir zur Verfügung stehende Grundmaterial mehr bietet als die Übersichtskarte, werden im folgenden spezielle Skizzen beigegeben.

Nordalbanische Alpen. — Ein Gebirge von wilden, alpinen Formen, 2700 m erreichend, ganz vorherrschend aus mesozoischen Kalken in verhältnismäßig flacher Lagerung aufgebaut, die auf einer jungpaläozoischen Basis ruhen, bilden sie mit westöstlicher Streichrichtung einen mächtigen Wall gegen Norden. Diese Gebirgsmasse steht dem ganzen übrigen Albanien sowohl in Tektonik und Aufbau, wie Formenentwicklung völlig fremd gegenüber. Sie bildet die Südendigung der großen dinarischen Kalkzone, die erst weit im Süden, in den mittelgriechischen Hochgebirgen ein Wiederaufleben erfährt.

Das Cukaligebirge in Nordalbanien und die Krastazone Mittelalbaniens. — Das Cukaligebirge ist ein wild gefaltetes Gebiet von mittleren Höhen im Hinterland von Skutari, aus hornsteinreichen mesozoischen Schichten und Eozän aufgebaut. Geologisch findet dieses Gebiet seine Fortsetzung nur als schmaler Streifen, der sich durch ganz Mittelalbanien zieht und durch das Auftreten der mitteleozänen „Krustakalke“ inmitten des Flyschlandes gekennzeichnet ist. Diese Zone erreicht nur im Süden Hochgebirgshöhen (Ostravica nahe 2400 m).

Die Küstenketten Nordalbaniens. — Langgestreckte, wenig gegliederte, geologisch einfach antiklinal gebaute Kalkketten aus Oberkreide bis Eozän mit einem Flyschmantel. Sie streichen von der Küste Montenegros bis Alessio, wo sie untertauchen und nach kurzer Unterbrechung südlich des Mati in dem Gebirgszug von Kruja-Tirana wieder auftauchen, um endgültig am Shkumbi bei Elbasan ihr Ende zu finden. — Das Gebirge erreicht nur mittlere Höhen (wenig über 1600 m).

Die zentralalbanischen Gebirge der Serpentinzone. Als gewaltiges Rückgrat Albaniens zieht sich von NE aus der Gegend von Prizren-Djakova kommend, in Nordalbanien nach SSE umschwenkend, durch fast das ganze Land eine Gebirgszone, die geologisch durch das starke Vorherrschen basischer, mehrminder in Serpentin umgewandelter Eruptivgesteine charakterisiert ist. Schollen von Triaskalk und transgredierenden Kreidekalken sitzen ihr auf. Tektonisch handelt es sich um eine große von E vorgeprellte Überschiebungsmasse, welche das westliche Vorland (das Cukaligebirge und die Krastazone, die Küstenketten) überfahren hat. Morphologisch ist die Zone durch das Vorkommen ausgedehnter Oberflächenreste aus altmiozäner und altpliozäner Zeit gekennzeichnet. Die Gebirge bilden einzelne Stöcke, die teils aus Eruptivgestein, teils aus Trias- und Kreidekalken (letztere zeigen Plateauformen) aufgebaut sind. Aus einem 1000—1400 m hohen Bergland reichen folgende Gebirge in ihr in Hochgebirgsregionen empor: Nördlich des Shkumbi: Munela, Kunora e Lurës, Mali Dejs, Mali Olomanit, Mali e

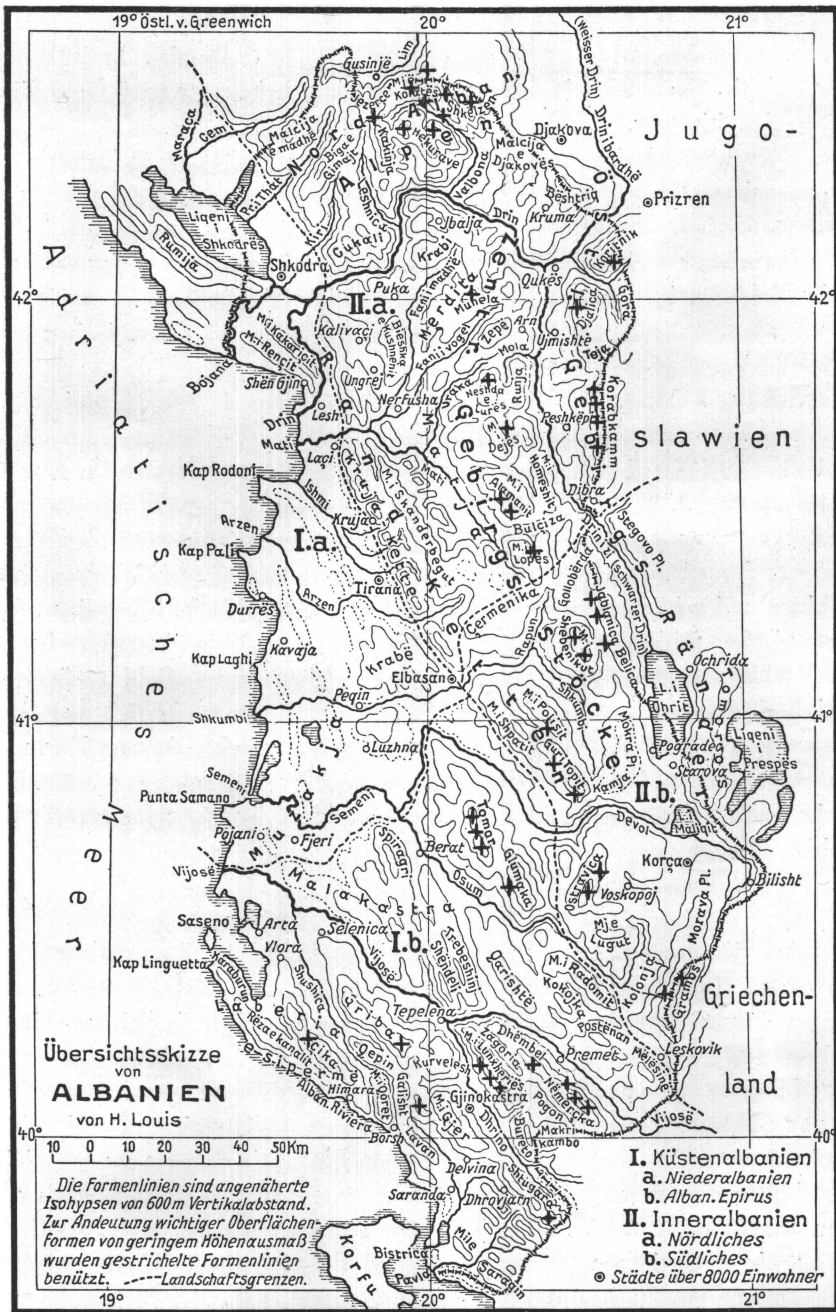


Fig. 1. Aus: H. Louis, Albanien (Pencks Geogr. Abhandl., Verlag Engelhorn-Stuttgart); die aufgedruckten Kreuze bezeichnen Stellen, von denen Vergletscherungsspuren bekannt sind.

Lopës, Jablanica, Mali Shebenikut; südlich des Shkumbi: Mali Polisit, Gur i Topit, Gramos. Die Gebirgszone streicht bei Korça nach Griechisch-Thessalien hinüber.

Nordöstliche Randgebirge. — Östlich der Drinfurche erheben sich als Randgebirge gegen Mazedonien langgestreckte, meridional verlaufende Gebirgszüge aus metamorphem Triasgestein auf paläozoischem Unterbau über weite, hochliegende Rumpfflächen, deren Ausgestaltung wahrscheinlich ins Altmiozän fällt. Koritnik, Djalica Lumës und Korab ragen als Hochgebirge in dieser Randzone auf, die geologisch bereits Mazedonien (der metamorphen Zone) angehört.

Südalbanische Gebirge (Gebirge des albanischen Epirus). — Sie wachsen in mehreren parallelen Ketten aus dem Hügel- und Bergland Niederalbaniens empor, wobei einige der Ketten im Norden, andere gegen Süden die größten Höhen erreichen. Der östlichsten Kette gehört der Tomor an, der nächsten nach Westen die Nemerçka, der folgenden das Lunxherigebirge, weiter nach Westen das Griba-Gjer-Shtugara-Gebirge und schließlich als Randkette gegen das Jonische Meer das Akrokeraunische Gebirge (Çika). Alle die genannten Gebirgsketten steigen in Hochgebirgsregionen auf. Geologisch bestehen diese Gebirgszüge aus antiklinal gebauten, mesozoischen bis eozänen Kalken, die sich aus einem alttertiären Flyschland aufwölben. Je nach der tektonischen Form (es sind teils regelmäßige Antiklinalen, teils nach W überschobene Schuppen) bilden die Gebirge teils überaus regelmäßige Rücken, teils pultförmige Gebirgsklötze.

Die nordalbanischen Alpen

Aus den nordalbanischen Alpen besitzen wir Beobachtungen von Baron Nopcsa (Lit. 8) und Roth v. Telegd (Lit. 12). Ich vermag zu denselben aus eigener Anschauung ergänzendes aus dem östlichen Teil des Gebirges zuzufügen (Lit. 10, IV).

Maja-Jeserce-Abschnitt. — Das Zentrum der Vergletscherung der nordalbanischen Alpen bildete der Kulminationspunkt derselben, die nahe 2700 m erreichende Maja Jeserce im westlichen Abschnitte der W-E gestreckten Gebirgsmasse²⁾. Nach Nopcsa muß man annehmen, daß hier ein mindestens 100 km² großes, zentrales Gebiet unter einer Eiskappe begraben lag, die nach allen Seiten mächtige Gletscherzungen in die Täler hinein erstreckte (vgl. die Skizze Fig. 2).

²⁾ Auf der Karte von Albanien 1 : 200 000 ist versehentlich nicht der Kulminationspunkt der Maja Jeserce, der 2692 m. erreicht und ein topographischer Nebenpunkt ist, sondern nur der Trigonometrierpunkt (2580 m) angegeben.

Nopcsa hat in diesem ganzen Gebiete auf Pässen von 1800, 1900 und mehr Meter Seehöhe Rundhöcker feststellen können. Die mächtigsten Gletscher waren jene von Vukli, von Vunsaj und Boga, während sonst noch zahlreiche kleinere Eiszungen in die Täler hinabgingen. Die Erstreckung der Talgletscher ist noch nicht erforscht, Nopcsa berichtet nur von einer wahrscheinlichen Moräne in ca. 1200 m Meereshöhe nächst

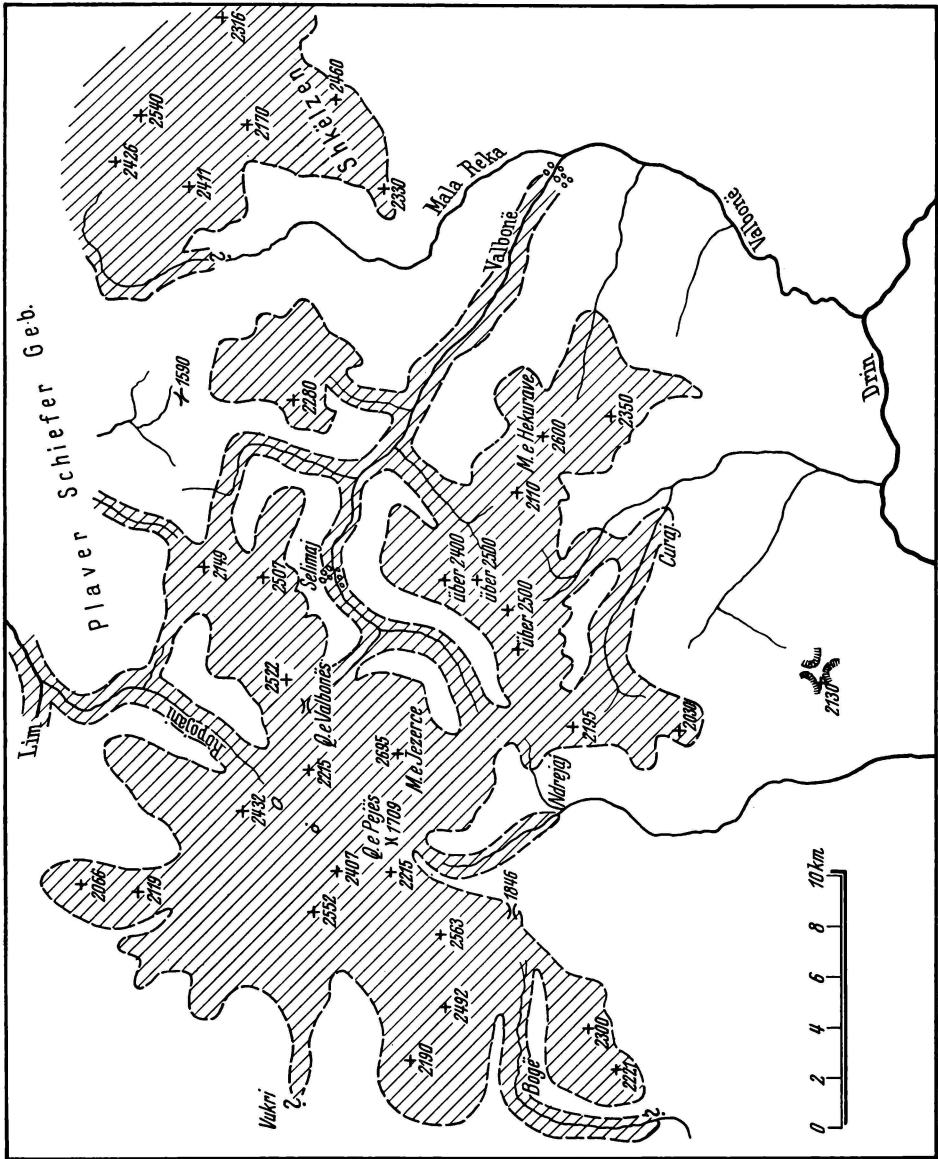


Fig. 2. Die Vergletscherung der nordalbanischen Alpen (z. T. nach Nopcsa); das vermutlich eisbedeckt gewesene Gebiet schraffiert.

Nikshi (Vuklit-Tal). Als größte Eismächtigkeit erwähnt Nopcsa beim Vunsajgletscher (Ropojanital) 500 m. Dieses Tal weist stufenförmigen Bau auf und enthält mehrere glazial ausgearbeitete Wannen. Daß die Entwicklung der Talgletscher (auch über die von Nopcsa namhaft gemachten Hauptgletscher) eine ganz außerordentliche war, dafür sprechen meine Beobachtungen im Valbonagebiet: ein ganz ausgezeichnetes Zungenbecken mit Endmoränenkranz liegt im Valbonatal bei Selimaj, das ist etwa 10 km vom Wurzelgebiet des Gletschers entfernt. Aber diese Endmoränen bezeichnen durchaus noch nicht den weitesten Vorstoß des Valbonagletschers. Denn das Tal behält seine typische Trogform bis zu seinem Austritt aus der Kalkmasse der Nordalbanischen Alpen bei (siehe Abb. 1) und hier vor dem Ausgang der Schlucht liegt in etwa 350 m Meereshöhe ein waldbewachsenes Hügelgelände, das, aus ungeschichtetem Schutt- und Blockmaterial, nur als Moräne gedeutet werden kann und von dem weite Schotterfelder ausstrahlen. Wir müssen daher für den Hochstand der Vereisung mit einer Maximallänge von nahe 30 km für den Valbonagletscher rechnen. Das Valbonatal barg somit neben dem Lintal (vgl. unten) wohl einen der größten Eisströme der Balkanhalbinsel. Die fluvioglazialen Schotter erfüllen das ganze Tertiärbecken der mittleren Valbona (Landschaft Krasniçi) und lassen drei Niveaux erkennen. Die beiden unteren Terrassen (12 und 30 m) liegen durchaus im Schotter, während das oberste Niveau (etwa 40 m) nur in Resten vorhanden ist und die Schotter einem Felssockel auflagern. Am weitaus breitesten ist das mittlere Niveau entwickelt, das als weite, Buschwald-bedeckte Hochfläche in Erscheinung tritt.

Maja-Hekurave-Abschnitt. — Allerdings war an der Speisung des Valbonagletschers nicht allein der von Nopcsa erforschte zentrale Teil der Nordalbanischen Alpen mit der Maja Jeserce, sondern auch der ganze östliche Teil der Nordalbanischen Alpen mit dem 2600 m hohen Kulminationspunkt der Maja Hekurave beteiligt. Über die Vergletscherungsspuren in diesem östlichen Abschnitt liegen außer über das eben erwähnte Valbonatal noch sehr wenig Einzelbeobachtungen vor, da mich nur eine einzige Route über das Gebirge führte und dieses im übrigen noch unerforscht ist. Morphologisch ist die Ausgestaltung der Gebirgsgruppe durch das Eis sehr auffällig (s. Abb. 12): über einer deutlichen Schriffkehle setzen in etwa 2200 m die Karlingsformen über einem breiten Schriffbord auf, der wiederum mit deutlicher Schulter gegen die weit ausgearbeiteten Täler der Landschaft Merturi abfällt. Wir haben es wohl mit dem glazial ausgearbeiteten 2000 m-Niveau der alten Landoberfläche zu tun, wie wir sie auch weiter im Süden Albaniens immer wieder finden

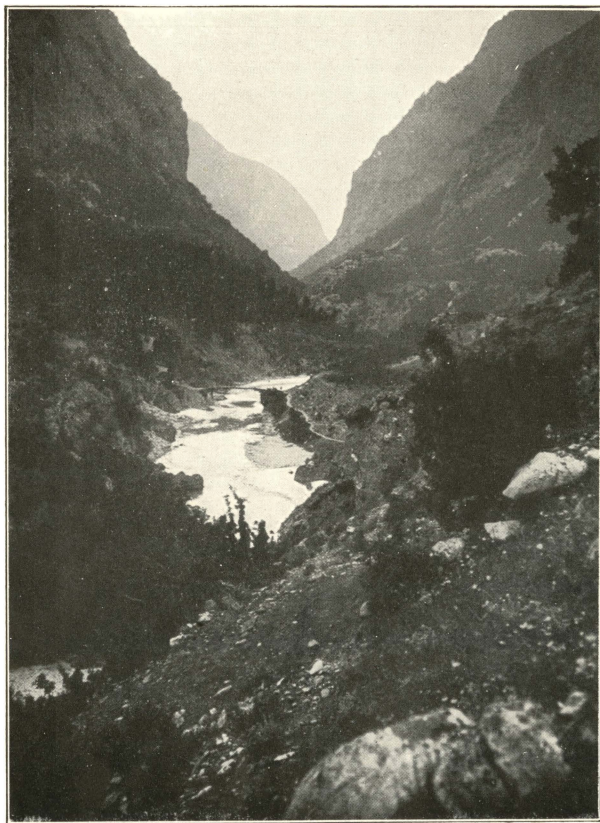


Abb. 1. Austritt der Valbona aus dem Gebirge (S. 128).



Abb. 2. Das große »Sopot«-Kar an der Ostseite der Maja Papingut. Ausgang des glazialen Tales bei Strëmbec (S. 157).



Abb. 3. Die Seenplatte an der Ostseite der Kunora e Lurës (S. 133).

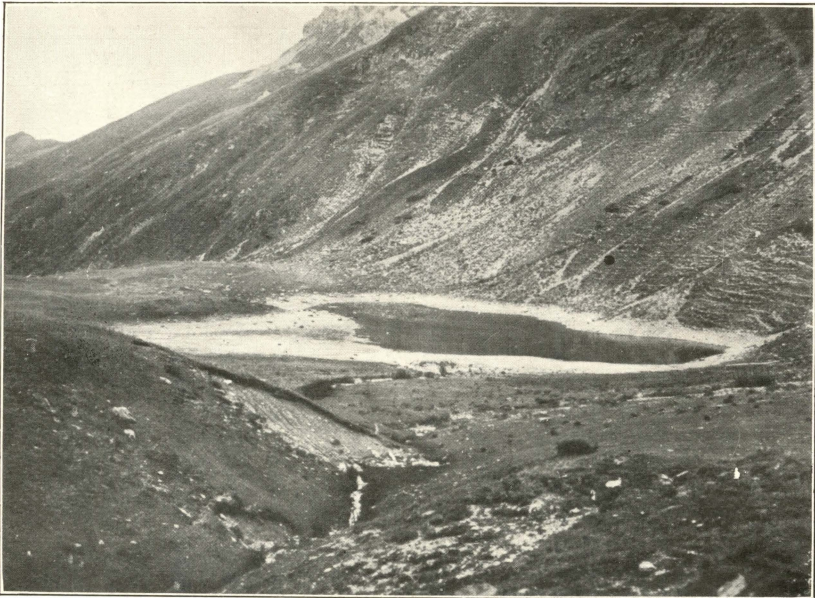


Abb. 4. Hochflächenrest im Grama-Tal (Korab-Gebirge) mit Moränen-Stausee (S. 144).

werden. Daß das Valbonatal die Hauptabflußader für diesen Teil der Nordalbanischen Alpen bildete, wurde bereits erwähnt. Die Vereinigung des Eises aus den zentralen Nordalbanischen Alpen und den östlichen Nordalbanischen Alpen ist die Ursache für die außerordentliche Mächtigkeit des Valbonagletschers.

In die Täler von Curaj und Çerec (Merturi) dürften schon wegen der Südexposition nur kurze Gletscher hinabgereicht haben, ich hatte keine Gelegenheit, Moränen zu beobachten, doch dürfte den Formen nach das Eis kaum über Curaj hinabgereicht haben, wo sich wahrscheinlich das Zungenbecken befand. Vermutlich ist das Eis des Tales von Çerec über den niedrigen Sattel in das Becken von Curaj übergeflossen. An der Ostseite des Gebirgsstockes der Maja Hekurave dürften nur kurze Hängegletscher von dem das Plateau bedeckenden Eise gegen die Landschaft Krasniçi hinabgereicht haben.

Ein kleines, lokales Vergletscherungszentrum mit einem Abfluß zum Valbonagletscher war wahrscheinlich das Gebiet der Qafa Markofçës mit dem Mali i Gjarpenit (2280 m).

Shkëlzen-Abschnitt und Kozi Rtarij. — Gar keine Beobachtungen liegen noch über den am weitesten nach NE vorgeschobenen, durch das Tal der Mala Reka vom übrigen Gebirgskörper getrennten Abschnitt der Nordalbanischen Alpen vor, der auf albanischem Gebiet im Shkëlzen 2330 m erreicht. Vermutlich war auch hier eine ausgedehnte Plateauvergletscherung vorhanden. Daß das Tal der Mala Reka einen größeren Gletscher barg, ist sehr wahrscheinlich, aber noch nicht erwiesen, da in dieses Gebiet noch von keinem Forscher Einblick genommen wurde.

Eine gewaltige Vergletscherung trug der noch weiter nordöstlich, schon auf jugoslawisches Gebiet fallende Gebirgsabschnitt, der im Kozi Rtarij 2656 m erreicht. Der Haupteisabfluß dieses Gebietes erfolgte nach E durch die Täler der Bistrica von Deçan und Lodzhan, an deren Ausgängen gegen das Becken von Ipek Cvijié (Lit. 4) große Moränenmassen in einer Höhe von 530—600 m ü. d. M. vorfand.

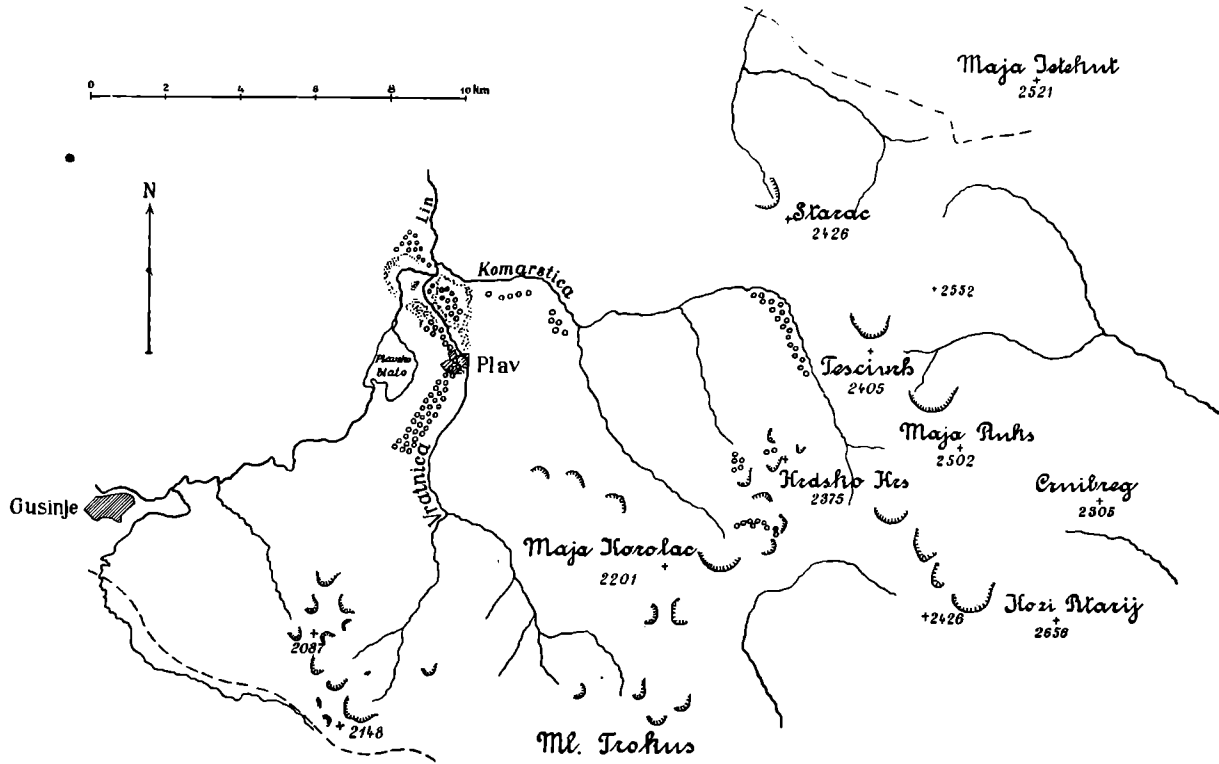
Plaver Schiefergebirge. — Obwohl das von Roth v. Telegd untersuchte Schiefergebirge von Plav zum großen Teil außerhalb der politischen Grenzen Albaniens liegt, so muß seine Darstellung doch hierher einbezogen werden, nachdem das Gebiet mit dem zentralen, aus Kalk aufgebauten Teile der Nordalbanischen Alpen unmittelbar zusammenhängt und sich das Eis beider Gebiete zum großen Teil vereinigte. Denn das Lim-Tal bildete die Hauptabflußrinne für die gesamte Nordabdachung der Nordalbanischen Alpen.

Das Schiefergebiet von Plav hatte infolge seiner geringeren Höhe und Massenentfaltung auch eine weniger intensive Vergletscherung aufzuweisen, als der aus Kalk aufgebaute, zentrale und östliche Teil der Nordalbanischen Alpen. Es kam hier nicht zu einer zusammenhängenden Hochlandvergletscherung oder Firnkappenbildung, sondern es bestand im wesentlichen nur eine Karvergletscherung, aus der sich allerdings während des Hochstandes des Eises auch einzelne große Talgletscher entwickelten. Es war dies das Vratnica- und das Komarsticatal, in denen Eismassen bis ins Limtal reichten, um sich dort mit den Eismassen der nordalbanischen Kalkalpen zu vereinigen. Die Verbreitung der zahlreichen Kare um die höchsten Spitzen der nordalbanischen Schieferalpen gibt die nach der geologischen Karte von Roth gezeichnete Skizze (Fig. 3) wieder. Das tiefste Kar beobachtete Roth v. Telegd zwischen 1600 und 1700 m Höhe.

Bei Plav ist in rund 900 m ein ausgezeichnetes Zungenbecken des Limgletschers entwickelt, in dem sich mächtige Moränengürtel vor den Stausee des Plavsko Blato legen. Der Limgletscher mag mit seinen 35 km Länge einer der mächtigsten Eisströme der Balkanhalbinsel gewesen sein. Er sammelte nicht nur einen großen Teil der Eismassen der Nordalbanischen Alpen, sondern auch die eines Teiles der Südmonte-negrinischen Gebirge. Nach Roth, welcher das Gebiet am eingehendsten untersucht hat, kann man die Moränenablagerungen von Plav als einer Eiszeit zugehörig betrachten und lassen sich weiters noch Endmoränen dreier Rückzugsstadien erkennen. (Cvijić Lit. 4 nimmt drei Eiszeiten an).

Roth weist auch auf die große Verschiedenheit der morphologischen Ausgestaltung in den Nordalbanischen Kalkalpen einerseits und dem Plaver Schiefergebirge andererseits hin. Dort traf die Vergletscherung ein Gebirge in fortgeschrittenem Stadium der Verkarstung, hier dagegen Formen der normalen Erosion. Aber auch die Ausgestaltung in postglazialer Zeit war verschieden. Während das Kalkgebirge die glazialen Formen im Großen gut bewahrte, wurden sie im weichen Schiefergebirge durch die Wassererosion vielfach wieder verwischt und erhielten sich im wesentlichen nur dort, wo widerstandsfähigere permische Schuppen vorhanden sind.

Die Schneegrenze kann man in den Nordalbanischen Alpen nach den Beobachtungen von Roth v. Telegd über die Karbildung im Plaver Schiefergebiet nicht über 1800 m und nicht unter 1700 m an-



Erklärung: ☾ Kare, ∘∘ Moränen, ⊙ postglacialer Scholler, / Grenze des Schiefergebietes.

Fig. 3. Die Vergletscherungsspuren im Plaver Schiefergebirge nach Roth v. Telegd.

nehmen, während man auf Grund der Beobachtung von Nopcsa auf eine höhere Lage der Schneegrenze schließen könnte³⁾. Zu einem noch viel tieferen Wert gelangen wir jedoch auf Grund der Moränen im Valbonatal und am Rande des Beckens von Ipek — nämlich zu etwa 1500—1650 m. Es könnte die Hypothese vertreten werden, daß in den tiefliegenden Moränen die Reste einer älteren, tiefreichenden Vergletscherung vorliegen, deren Spuren uns sonst nicht erhalten sind. Ich würde mich jedoch eher der Meinung anschließen, daß die — wie wir sehen werden — abnorm tiefe Lage der Moränen auf Reliefeigentümlichkeiten (vor allem dem großen relativen Höhenunterschied in Verbindung mit Schattenexposition) zurückzuführen ist. Im übrigen sind die Beobachtungen in den Nordalbanischen Alpen noch viel zu lückenhaft, um die Schneegrenzenhöhe einigermaßen sicher einschätzen zu können.

Cukaligebirge, Krastazone und Küstenketten

Aus dem Cukaligebirge, das mit 1733 m kulminiert, und ebenso aus den Küstenketten (höchste Erhebung: Mal i Dajtit bei Tirana 1612 m) sind keine Vergletscherungsspuren bekannt; es ist auch unwahrscheinlich, daß sie bei ihrer verhältnismäßig geringen Massenerhebung vergletschert waren. — Das der Krastazone angehörige Ostravicegebirge wird seiner südlichen Lage wegen besser im Anschluß an die zentralalbanischen Gebirge südlich des Shkumbi behandelt werden.

Die zentralalbanischen Gebirge nördlich des Shkumbi

Munela. Die Munela bildet einen nahe 2000 m hohen, inselartig isolierten Gebirgsstock aus flachlagernden Kreidekalken und Konglomeraten, die der großen zentral-nordalbanischen Eruptivmasse aufsitzen. Das Gebirge ist ein Erosionsrest, ein Außenlieger der weiter im Osten zusammenhängenden Kreidedecke.

Die Oberfläche des Gebirges ist stark verkarstet. Der Südgipfel (1915 m) weist nordseitig Formen auf, die an ein Kar erinnern. Überzeugender sind jedoch die Formen im Nordteil des Plateaus. Hier befindet sich zwischen dem markanten NE-Eckpfeiler und der nach E vorspringenden Hauptmasse des Gebirges eine große Mulde, die in ihren oberen Verzweigungen vollkommen verkarstet ist, in ihrem unteren Teil jedoch deutlich Trogform mit ebenem Talboden gewinnt, auf dem im Juli

³⁾ Unter der Schneegrenze ist hier, wie auch weiterhin, die tiefste Lage der klimatischen Schneegrenze während der Diluvialzeit gemeint.

reichlich Schnee lag; die Wände des Hauptmassivs fallen steil zu ihm hinab. Vor dem Ausgang des Tales auf dem Waldplateau oberhalb Domgjonit ordnen sich in 1400—1500 m Meereshöhe in weitem Halbkreise Moränenwälle an. Ein tieferer Moränenwall läßt sich dann noch in etwa 1100 m beobachten. Man wird die Schneegrenze im Munelagebiet trotz der so tiefen Moränenlage, die man eher mit der großen Steilheit des Gebirges und der Schattenexposition in Verbindung bringen kann, nicht unter 1800 m ansetzen können.

Der im SE benachbarte Gebirgszug der Gur i Nuses-Zepe, der mit 2000 m gipfelt, hat bisher keine Eiszeitspuren erkennen lassen, was leicht damit zu erklären ist, daß es hier an ausreichender Massenerhebung fehlt; es waren eben nur einzelne Gipfel, die wohl über die Schneegrenze ragten, aber keine Gelegenheit zu größeren Schneeanstimmungen boten.

Kunora (Neshda) e Lurës. Die ersten Nachrichten über dieses Gebirge erhielten wir von Steinmetz, welcher die am Osthang des Gebirges vorkommenden Seen erwähnt, ohne jedoch ihren glazialen Ursprung erkannt zu haben⁴⁾.

Die Kunora e Lurës⁵⁾ gehört dem eruptiven Grundgebirge der Serpentinzone an. Das Gebirge ist wasserscheidend zwischen Schwarzem Drin und Mati und streicht ausgesprochen in NS-Richtung. Sein Kamm erreicht nur auf einer Erstreckung von etwas über 4 km Höhen über 2000 m und kulminiert mit 2110 m. Westlich und nördlich sind dem Gebirge weite Kalkplateaus von einer durchschnittlichen Höhe von 1400 m (Valmora, Mali i Shënjit) vorgelagert. Sonst erheben sich in der Richtung gegen das Adriatische Meer keine höheren, 1200 m übersteigenden Gebirge; die Kunora e Lurës ist somit die erste Erhebung von der Adria her, die 2000 m übersteigt. Die in Figur 4 wiedergegebene, à la vue gezeichnete Kartenskizze läßt wohl klar die glaziale Ausgestaltung, besonders der Ostseite des Gebirges erkennen. Die, eine Gruppe von Seen tragende Platte an der Ostseite des Gebirges (s. Abb. 3) ist unzweifelhaft präglazialer Anlage und entspricht einem in Albanien weit verbreiteten, wahrscheinlich pliozänen Verebnungsniveau in ungefähr 1600 m Höhe. Die Seen selbst sind glaziale Bildungen und als Moränenstauseen aufzufassen. Das unruhige Relief der Platte ist das

⁴⁾ Steinmetz, Von der Adria zum Schwarzen Drin. Zur Kunde der Balkanhalbinsel. Reisen und Beobachtungen. Heft 6. — Erstmalige Feststellung der Vergletscherungsgrenzen. Lit. 10, IV.

⁵⁾ Die auf der neuen Karte verwendete Bezeichnung »Neshda« e Lurës wird nach Markgraf (mündliche Mitteilung) nur auf die Osthänge des Gebirges angewandt, während für die Kammregion die Bezeichnung »Kunora« (= Krone) in Gebrauch ist.

einer typischen Moränenlandschaft, die deutlich Zusammenhänge mit den Erosionsformen des Gebirgskammes aufweist: unter dem Hauptgipfel ist mit reiner Ostexposition ein großes Kar ausgebildet, vor welchem sich der größte, etwa dreieckig gestaltete See mit vier kleineren Seen lagert. Diese Seengruppe ist offensichtlich der Rest eines einst größeren Sees (zur Zeit hohen Grundwasserstandes bilden sie vielleicht auch heute noch eine Wasserfläche). Dieser Seengruppe vorgelagert liegt auf einer etwas tieferen Stufe ein Moor und weiter gegen Norden noch ein kleiner See. Die Stufe selbst besteht wahrscheinlich aus Moränenmaterial. — Zwei kleinere Kare befinden sich noch weiter auf der Ostseite des Kammes, eines im Norden, eines im Süden des Hauptkares, — letzteres mit Nordexposition; an ihren Ausgängen liegen gleichfalls zwei kleine Seen.

Im ganzen dürften drei Endmoränenzüge auf der Seenplatte liegen, und zwar einer an ihrem äußersten Rande, in etwa 1600 m Höhe, einer zwischen dem unteren Moor und der Hauptseengruppe und einer am Ausgang der Kare. Letztere Wälle können jedoch auch als rezentes Material angesprochen werden, als Schutt, der aus den, auch heute einen großen Teil des Jahres die Karnischen erfüllenden Firnflecken ausapert.

Auf der Westseite des Gebirges liegt unter dem Hauptgipfel noch ein weiteres, größeres Kar mit Nordexposition. Ein Tümpel mit vorgelagertem Schuttwall liegt vor seinem Ausgang; ältere Glazialformen sind auf dieser Seite des Gebirges nicht erhalten, sondern dürften der kräftig vom Matisystem her wirksamen Erosion zum Opfer gefallen sein.

Als tiefste Lage der diluvialen Schneegrenze in der Kunora e Lurës werden wir sowohl auf Grund der Lage der niedrigsten Moränen, wie auf Grund von Beobachtung der Karhöhen 1850—1900 m annehmen müssen.

Mali Dejs (Maj e Macuklut nach Markgraf). Dieses sich östlich der Landschaft Matja erhebende, aus Kreidekalk aufgebaute Gebirge weist einen scharfen Nord-Südstreichenden Felsenkamm auf, der nach W gegen das Hügelland der Matja, nach E gegen das Hochland der Masdeja abfällt. Trotzdem das Gebirge 2246 m erreicht, sind bisher keine sicheren Eiszeitspuren aus ihm bekannt. Das Gebirge ist bisher nur von dem Botaniker Dr. Markgraf auf einer Reise im Sommer 1928 besucht worden, der auf meine Bitte sein Augenmerk auch auf eventuelle alte Gletscherspuren lenkte. Ich danke ihm folgende briefliche Mitteilung: »Der ganze Westhang des Gebirges ist von 1200 m Meereshöhe an . . . bis zum Gipfel eine einzige Karrenflur ohne jede Quelle. Die Ostflanke fällt als senkrechte Wand und bietet daher ebensowenig wie das viel

niedrigere Gebirge weiter östlich (Masdeja) Platz für eiszeitliche Gletscher.« Nur den, besonders an der Ostseite der Gipfelfläche vorkommenden, zahlreichen Schachten und Schlünden glaubt Markgraf glaziale Ausarbeitung zuschreiben zu können.

Trotz des bisherigen Mangels an Beobachtungen über sichere Gletscherspuren am Mali Dejs, halte ich es auf Grund der Geländegestaltung (nach der Karte) für sehr wahrscheinlich, daß sich 2—3 große Kare an der Ostseite des Mali Dejs befunden haben, die einen nicht unbedeutenden Gletscher nach N entsandten, wo die Originalaufnahme (österreich.-ung. Kriegsvermessung 1 : 50 000) im Ursprungsgebiete des Flübchens Zeta

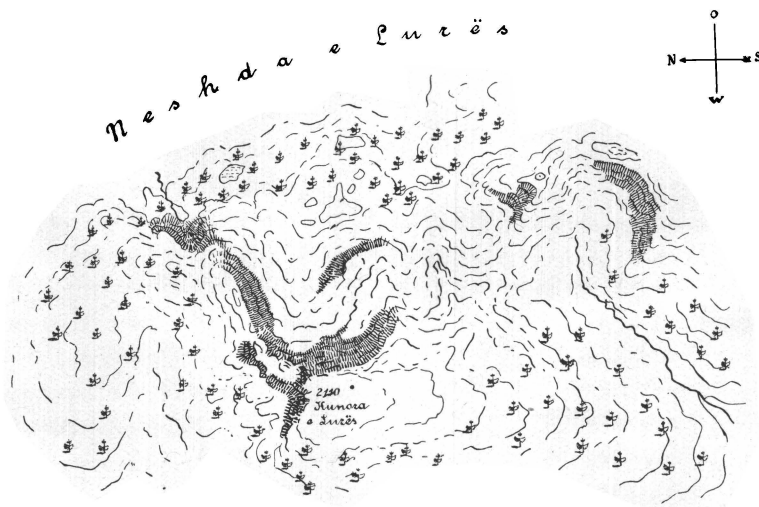


Fig. 4. A la vue-Skizze der Kunora e Lurës mit ihren Karen und Moränenseen.

eine stattliche Verebnung mit Wiesen und Seen in etwa 1600 m Meereshöhe verzeichnet. Es ist das ein der Kunora e Lurës-Seenplatte völlig entsprechendes Niveau, auf welchem wahrscheinlich die Moränen abgelagert sind.

Mali Olomanit. Auch das südlich des Mali Dejs anschließende, wieder aus Serpentin aufgebaute Gebirge Mali Olomanit ist bisher nur von Dr. Markgraf besucht worden. Dieses mehr massige Gebirge, das eines einheitlichen Kammes entbehrt, und in der 2130 m hohen Maja Ballxhajt kulminiert, läßt schon nach den auf der Karte (auf Grund der österreichisch-ungarischen Kriegsaufnahme) dargestellten Formen mit ziemlicher Sicherheit auf Glazialsuren schließen (vgl. Skizze Fig. 5). Dr. Markgraf hat mir nachfolgenden Bericht freundlichst zur Verfügung gestellt, der bereits ein anschauliches Bild der Eiszeitspuren in diesem

Gebirge gibt: »Von der Maja Ballxhajt aus, dem höchsten Gipfel im Nordteil des Gebirges (östlich über Kurdarij) hat man einen prachtvollen Überblick. Im Westen nur schräge, gleichmäßige Abhänge und enge V-Täler, im Osten ein gewaltiger, jetzt eisfreier Gletscherzirkus. Die Kare, deren ursprünglich mindestens zweie gewesen sein müssen, hatten Zeit gehabt, sich soweit in das Gebirge hineinzufressen, daß ihre Zwischenwand fast ganz verschwunden ist. Das nördlichere von ihnen lehnt sich an die Maja Ballxhajt an und öffnet sich nach NE; das südlichere hat nördliche Richtung und zieht seinen Rücken weiter südwestwärts ins Gebirge hinein, als das erste (wohl in einem alten Tal). Überall fallen steile Wände zum Kessel hinunter ab; aber zahlreiche Felsblöcke haben sich von ihnen losgelöst und bedecken den hinteren Teil des Karbodens. Sie sind wohl meist erst in jüngerer Zeit dorthin gelangt. Man sieht jedoch auch viele mit gerundeten Kanten. Während nun im Nordkar die Rückwand von der Maja Ballxhajt gleich bis zum Karboden hinabreicht, enthält das Südkar in seinem oberen Teil eine Stufe, die sich, etwas abgeschrägt, zu dem Gesamtkessel hinuntersenkt. Dort unten versperren nun drei typische Endmoränenwälle übereinander den Ausgang. Sie liegen ungefähr in gleichem Abstand bei etwa 1700, 1650 und 1600 m über Meereshöhe. In schön geschweiftem Bogen lehnen sie sich beiderseits an die Karwände an. Sie sind innen vielleicht 10 m hoch und bestehen aus Geschieben, die infolge der Brüchigkeit des Serpentin keineswegs alle durch gerundete Kanten auffallen. Hinter ihnen, z. T. unmittelbar, finden sich schöne Karseen verschiedener Größe — von der Maja e Ballxhajt aus sieht man sechs — und versumpfende Bäche.«

Der von Markgraf beschriebene Zirkus, der, wie aus der Schilderung klar hervorgeht, nach NE geöffnet ist — in dieser Richtung befindet sich nach der Karte (vgl. Fig. 5) auf einem Absatz unterhalb einer Felsstufe noch ein kleiner See —, ist von NW her durch ein fluviales Erosionstal im Postglazial angezapft worden. Außer diesem Hauptzirkus lassen sich auf Grund der Seen und der Geländeformen in der Kartendarstellung mit ziemlicher Sicherheit noch zwei weitere, nordexponierte Kare zu beiden Seiten des Rückens mit Punkt 1924 und ein weiteres, nach West exponiertes an der Nordseite der Höhe 2081 nördlich des Mali Kresh vermuten. Ebenso wahrscheinlich ist es nach der Kartendarstellung, daß das nach E führende Tal zwischen Punkt 2025 und Mali Drgunit sowie das Tal, das an der Nordwestseite des Mali Kresh entspringt, glazial ausgearbeitet ist.

Es dürfte somit das Olomangebirge eine ganz ansehnliche Plateauvergletscherung oder besser eine Firnkappe mit vermutlich 5—6

kleinen Gletscherzungen und 20—25 km² Oberfläche besessen haben. Diese Vergletscherungsform war vorbedingt durch die präglaziale Gestalt des Gebirges, denn seine Oberfläche stellt ohne Zweifel wieder einen Rest des in Albanien in der Höhe um 2000 m so vielfach erhaltenen, wahrscheinlich altmiozänen Flachreliefs dar.

Die Schneegrenzenhöhe ist nach Markgrafs Moränenbeobachtungen mit jener in der Kunora e Lurës als im wesentlichen gleich anzunehmen (1850—1900 m).



Fig. 5. Der höchste Teil der Mali Olomanit mit ihren Karen und Seen (nach der österr.-ungar. Kriegsaufnahme 1:50 000).

Mali e Lopës. Südlich der Mali Olomanit erhebt sich jenseits der tiefen Quereinsattelung der Bulçisa nochmals das Serpentinegebirge über 2000 m Höhe. Einen einheitlichen Namen für dieses Gebirge gibt es nicht und gebrauchen wir daher hier für den ganzen Gebirgsabschnitt den eigentlich nur für den Kulminationspunkt gültigen Namen. Das Gebirge

hat keinen ausgesprochenen Kamm, sondern stellt gleichfalls einen bedeutenden Hochflächenrest dar, über den sich nur einige Höhen, die nach W vorgeschoben sind, erheben. Ich besuchte das fast völlig waldbedeckte Gebirge nur in einer flüchtigen Tour, während ich an einem schweren Malariaanfall litt und Nebel die Sicht behinderte. Ich konnte nur das Vorhandensein typischer Karseen feststellen und sah selbst zwei solcher Kare. Die Karte (österreichisch-ungarischen Kriegsaufnahmen, vgl. Fig. 6) verzeichnet noch eine weitere Anzahl von Seen bis unter der Höhenlinie von 1700 m. Ich möchte schon nach den auf der Karte wiedergegebenen Geländeformen nicht zweifeln, daß es sich in allen diesen Seen teils um Karseen, teils um Moränenstauseen handelt und daß wir annehmen können, daß auch die Mali e Lopës eine ansehnliche Plateauvergletscherung besaßen. Auch die Vergletscherungsspuren in diesem Gebirge weisen auf eine Lage der Schneegrenze unter 1900 m in Übereinstimmung mit den Feststellungen in den weiter nördlich gelegenen zentral-albanischen Gebirgen.

Die westlichen Randgebirge der Serpentinzone nördlich des Shkumbi scheinen keine Eiszeitspuren zu tragen, trotzdem sie sich auch zu stattlichen Höhen (Mali me grope 1828 m, Shën. Noj 1847 m) erheben. Den Gipfel der Shën Noj habe ich erstiegen, ohne die geringsten Vergletscherungsspuren bemerken zu können. Es handelt sich allerdings sowohl in den Mali me grope (d. h. »Berge mit Gruben«, also Dolinengebirge) wie in der Shën Noj (d. h. »Heilige Jungfrau«) um stark verkarstetes Gebiet aus Triaskalken, so daß eventuell als Erosionsformen vorhanden gewesene geringe Gletscherspuren verwischt sein können, während die Durchforschung des Gebietes viel zu flüchtig war, als daß kleine Moränenreste einem nicht hätten entgehen können. Die Frage, ob also nicht auch diese Gebirge eine kleine Vergletscherung trugen, möge noch unentschieden gelassen werden.

Weiter gegen S zu erfährt nun die zentralalbanische Gebirgszone durch die Querdepression von Elbasan — einer der wichtigsten transversalen tekton. Strukturlinien Albaniens —, welcher auch der Shkumbi-Durchbruch folgt, eine Erniedrigung von 200—300 m; es sind die Gebirge der Landschaft Çermenika, die durchwegs nur Mittelgebirgshöhen erreichen. Jenseits der Elbasaner Depressionszone erheben sich die Gebirge — zwischen oberem Shkumbi und Schwarzem Drin — wiederum in Hochregionen. Es sind die beiden Parallel-Rücken der Jablanica und der Mali i Shebenikut (oder Mali i Kuq).

Jablanica und Mali i Shebenikut. Ich selbst verfüge nur über sehr geringe Beobachtungen aus diesen östlichen Grenzgebirgen

Albaniens diesseits des Schwarzen Drin. Dagegen liegt eine ziemlich eingehende Darstellung über die Vergletscherung dieses Gebietes von seiten des serbischen Geographen Dedijer vor (Lit. 5). Es muß jedoch vorausgeschickt werden, daß dessen Angaben mit gewisser Vorsicht aufzunehmen sind, was vor allem daraus hervorgeht, daß die von Dedijer gegebene topographische Übersichtsskizze des von ihm beschriebenen Gebietes von der seitherigen Neuaufnahme (Albanisch-Serbische Grenzvermessung und Louis) merklich abweicht, so daß sich seine Beobachtungen nicht einwandfrei lokalisieren lassen.

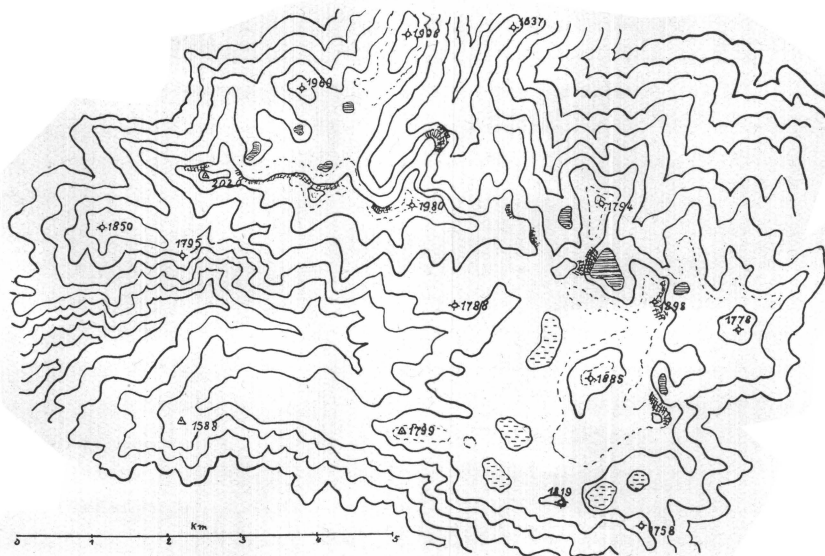


Fig. 6. Skizze der Mali e Lopës. Die Hochfläche des Gebirges mit ihren Seen (nach der österr.-ungar. Kriegsaufnahme 1:50 000).

Dedijer teilt die aus einem einzigen scharfen Kamm bestehende Gebirgskette der Jablanica in vier Abschnitte (in der folgenden Beschreibung von N nach S angeführt, vgl. Fig. 7).

1. Raduq (2084 m). — In diesem Abschnitt ist die glaziale Ausgestaltung am wenigsten ausgesprochen. Es sind einige kleine Kare vorhanden, von denen ein etwa 7 km langer Gletscher Ausgang genommen hat. Außer in den Karen selbst findet man am Abstieg gegen das Dorf Modriç bedeutende Moränenablagerungen; sie enthalten fein polierte Kalkgerölle und weißen Sand. Es konnten sieben Moränenwälle gezählt werden, von denen der tiefste in 750 m Meereshöhe liegt. Ein zweiter Gletscherast soll sich nach Dedijer in der Richtung auf Lukovo er-

streckt haben, wo sich gleichfalls mächtige Glazialablagerungen befinden sollen.

2. Die Viskarica (mit dem Strizhak, 2132 m). — Die Viskarica, die nach Dedijer höchste Erhebung des Jablanicagebirges⁹⁾, wird von drei großen Karen flankiert, welche ihren Ausgang zu dem glazial ausgearbeiteten Tal der Jablanička Reka haben. Die tiefsten Moränen liegen hier in rund 1600 m Meereshöhe. Außer den Hauptkaren sind noch sekundäre Kare entwickelt.

3. Crnokamenie (mit Krstaq, 2257 m)⁶⁾. — Diese Bezeichnung wendet Dedijer für den Abschnitt zwischen Strizhak und Krstaq an. Es sind fünf große, nach E bis ENE gerichtete Kare vorhanden. Alle diese Kare sind durch mehrere Sekundärkare geteilt, die teils eine höhere, teils eine tiefere Lage gegenüber dem Niveau des Hauptkares einnehmen. Die Karböden liegen nach Dedijer zwischen ungefähr 2000 bis 2180 m (diese Höhen dürften nicht korrekt, wahrscheinlich etwas zu hoch gegriffen sein). In den meisten der Kare liegen Moränen, mehrere enthalten Seen. Fast alle Kare sind durch Felsschwellen mit nach außen gerichteten Steilstufen abgeriegelt. Die Ausgänge der Kare vereinigen sich zu dem glazial ausgearbeiteten, typisch U-förmigen, Moränen-erfüllten Tale der Labunishka Reka. Um die Ortschaften Labunisht und Podgora (850—910 m), bei denen das Tal gegen die Ebene von Struga ausgeht, baut sich nach Dedijer ein bedeutendes Moränen-Amphitheater auf. Die äußersten Moränen scheinen während eines Hochstandes des Ohridasees von dessen Brandung angegriffen worden zu sein. — Vom fünften (südlichsten Kare) am Krstaq zieht sich ein Moränensystem in einem glazial ausgearbeiteten Tal nach Dedijer bis zur Strugaebene hinab, wo es mit einem, zu einer Terrasse eingeebneten Moränenwall in rund 700 m endet.

4. Die Belica. — Der südlichste Abschnitt des Jablanicagebirges, der keine 2000 m mehr erreicht, weist am Kamme keine Gletscherspuren auf, doch meint Dedijer, daß das an der Westseite des Gebirges verlaufende Hochtal der Belica, das sich durch sehr sanfte, alte Formen auszeichnet (wir haben es hier sicher wieder mit der alten Landoberfläche in ca. 1900 m zu tun), vergletschert und ein großes Firnsammelbecken war. Doch ist dieses besser in Zusammenhang mit der Vergletscherung des Mali Shebenikut zu besprechen.

Mali Shebenikut (Mali Kuç). — Diesem, durch einen tiefen Sattel und das bereits erwähnte Längstal der Belica (Bustrica) von der

⁹⁾ Der auf der Karte 1 : 200 000 nicht angeführte Kulminationspunkt des Jablanicagebirges mit 2270 m liegt nach der alban.-jugoslav. Grenzvermessung etwas nördlich des Krstaq.

Jablanica geschiedene, ausschließlich aus Serpentin aufgebaute Gebirge, stattete ich gemeinsam mit Louis einen nur sehr kurzen Besuch, zudem bei sehr ungünstiger Witterung, ab. Wir mußten uns mit der bloßen Konstatierung von Glazialformen — bedeutenden Karnischen auf beiden Seiten des Kammes — begnügen. Nähere Beobachtung verdanken wir aber auch hier Dedijer.

Dedijer erwähnt (übereinstimmend mit unseren Beobachtungen) drei Kare an der Westseite des Hauptgipfels, von denen eines zwei Seen und eine Stirnmoräne enthält. An der Ostseite stellte er fünf große Kare

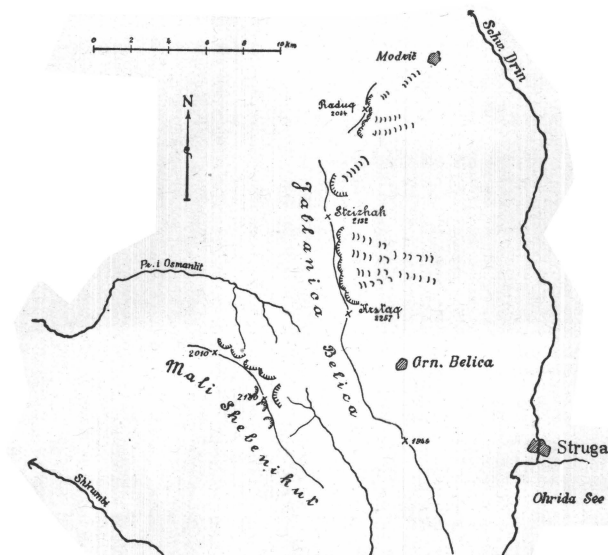


Fig. 7. Situationskizze des Jablanicagebirges und des Mali Shebenikut mit den von Dedijer beobachteten Karen und Moränen.

fest, in denen mehrere Seen liegen und deren Ausgänge von Moränen abgeriegelt sind. In dem größten der Kare fand er drei Moränenwälle den Karboden überquerend; dieser senkt sich von 1900 auf 1600 m und bricht mit einer jähren Wandstufe gegen das Bustricatal ab. Das obere Bustricatal sammelte wahrscheinlich die Firnmassen der Mali-Shebenikut-Ostseite und war von einer Gletscherzunge erfüllt, deren Moränen Dedijer in rund 1400 m fand. Eine Gletscherzunge soll sich auch aus dem Gebiete der Wasserscheide nach N in das Osmanli-Tal herabgesenkt haben. Dedijer glaubt auch mächtige Moränenwälle am Westhang des Krstaq zu erkennen.

Bezüglich der diluvialen Schneegrenze in den von ihm untersuchten Gebieten äußert sich Dedijer zurückhaltend; er kommt mit

Rücksicht auf die Moränen am Rand der Struga-Ebene auf den Betrag von 1400—1500 m, ein Wert, der, im Vergleiche zu dem auf Grund der über ganz Albanien ausgedehnten Beobachtungen gewonnenen, viel zu gering erscheint. Immerhin wird man in der Jablanica und Mali Shebenikut mit einer bedeutenden Depression der Schneegrenze rechnen müssen, was seine topographisch-klimatische Begründung darin findet, daß durch die verhältnismäßig breite Quersenke des Shkumbitales die Niederschläge von der Adria offenen Zutritt hatten und somit die Niederschlagsverhältnisse wohl jenen im küstennahen Gebiete nahe kamen. Da aus dem mit 1950 m kulminierenden Belica-Abschnitt keine Karbildung bekannt ist, wird man die Schneegrenze jedenfalls nicht unter 2000 m annehmen können, was gegenüber dem in ungefähr gleicher geographischer Länge liegendem Korab (vgl. unten) immerhin eine Depression von 300 m bedeutet.

Die nordöstlichen Randgebirge

Bevor wir mit der Schilderung der zentralen Zone weiter nach S fortfahren, wollen wir uns noch den in N verbleibenden östlichen Randgebirgen zuwenden.

Koritnik und Djalica Lumës. — Diese beiden, nur durch die Luma-Schlucht (einem linken Zufluß des Weißen Drin) voneinander getrennten Gebirge gehören einer einheitlichen, meridional streichenden, einfachen Kette aus Triaskalken an, die den Westrand der metamorphen Zone bezeichnet. Wenn man beide Gebirge als einheitliches Stück auffaßt, so erreicht es eine Längenerstreckung von 18 km. Im Koritnik sinkt die Kammlinie auf 4 km nicht unter 2000 m und kulminiert mit 2384 m. In der Djalica Lumës liegt der Kamm auf fast 5 km über der 2000-m-Linie und erreicht mit 2484 m seine größte Höhe, überhöht somit den Koritnik um genau 100 m. Man könnte somit nach unseren bisherigen Erfahrungen bedeutende Vergletscherungsspuren erwarten. Diese Erwartungen werden jedoch nicht erfüllt. Augenfällige Glazialformen fehlen überhaupt, glaziale Ablagerungen sind bisher nicht bekannt, obwohl das Gebiet (besonders der Koritnik) sowohl von Roth v. Telegd (Lit. 13), wie auch von mir besucht wurde und von ersterem sogar eine nähere Untersuchung erfahren hat.

Der Koritnik besitzt als einzige bisher bekannte Glazialspur an seiner NE-Seite ein großes, NE-exponiertes Kar, aus welchem der Rapçabach, einer der Quellbäche der Luma, hervorkommt. Roth beschreibt die Formen hier folgendermaßen: »Der Tatschluß wird oben, unterhalb der höchsten Partie des Gebirges, durch ein breites Amphitheater ein-

genommen, in dessen Boden sich die Erosionstäler einschneiden. Wenn man von weitem diese Gebirgspartie anblickt, so kann man eine obere, abgeglättete Randpartie des Amphitheaters von dem darunterliegenden, durch die junge, energische Erosion des fließenden Wassers zerfressenen, aus wilden Felsenpartien bestehenden Teil desselben deutlich unterscheiden. Es hat den Anschein, als wenn das Amphitheater des Koritnik eine, durch die Erosion des Rapçatales einseitig geöffnete Talmulde repräsentieren würde, wo aber — bei der bedeutenden Höhe und nördlichen Lage des Amphitheaters — die Glazialerosion des Pleistozäns an der Ausbildung desselben ebenfalls einen großen Anteil gehabt hätte. Oestreich spricht von einem, in die breite Gipfelmasse des Koritnik eingesenkten, gewaltigen Kare⁷⁾. In der Talschlucht selbst konnte ich keine näheren Untersuchungen anstellen. Das Plateau des Koritnik wird von kleinen Dolinen bedeckt.«

Während der widerstandsfähige Marmor des Koritnik der Erhaltung von Vorzeitformen sehr günstig ist, besteht die Ostseite der Djalica Lumës aus leicht zerstörbaren Sandsteinen, Schiefeln und Konglomeraten der Permformation. Nahe am Hauptgipfel sind zwei Nischen in der Ostflanke des Gebirges zu beobachten, welche man wohl als verwitterte Karformen deuten könnte. Ein Beweis für die glaziale Entstehung der Formen wird sich in Anbetracht der starken Verwitterung und Schuttbildung wohl nicht erbringen lassen.

Man wird somit annehmen können, daß Koritnik und Djalica Lumës nur knapp über die diluviale Schneegrenze emporgereicht haben und wird deren Lage nicht unter 2300 m ansetzen können (vgl. auch Anmerkung S. 144). Es stimmt dies überdies, wie wir sehen werden, mit den Beobachtungen im Korab überein.

Diese hohe Lage der Schneegrenze, besonders im Vergleiche zu den Nordalbanischen Alpen und den zentralalbanischen Gebirgsstöcken erklärt sich aus der topographischen Lage dieser Gebirge. Ihre Entfernung vom Adriatischen Meere beträgt rund 80 km. In südwestlicher Richtung stellen sich zwar den niederschlagsbringenden Winden keine überhöhenden Gebirge in den Weg, es ist jedoch durchaus ein Hochland vorgelagert, dessen mittlere Höhe 1200 m überschreitet und in einzelnen Gebirgsgruppen (Munela, Zepe) fast 2000 m erreicht. Gegen W und NW legen sich die Nordalbanischen Alpen vor. Es ist nicht zu zweifeln, daß das zentrale nordalbanische Hochland einen großen Teil der Niederschläge

⁷⁾ Oestreich, Reiseeindrücke aus dem Vilajet Kosovo. Abh. k. k. Geogr. Ges. Wien. Bd. I, 1899. — Oestreich hat das Gebirge selbst nicht besucht, sondern nur aus der Ferne gesichtet.

absorbierte und Koritnik wie Djalica Lumës auch im Diluvium bereits der Randzone des weitaus niederschlagsärmeren Innermazedonien angehörte.

Korab. — Östlich des Schwarzen Drin erhebt sich über ein System von Rumpfflächen der, die albanisch-jugoslawische Grenze tragende Kamm des Korab, der, gleichfalls meridional streichend, auf seine ganze Erstreckung von nahe 30 km nicht unter 2000 m hinabgeht, mehrfach 2300 m erreicht und mit 2725 m nahe seiner Nordendigung kulminiert.

Bei der bedeutenden Höhe und Massenentfaltung, die der Korab erreicht (er ist das höchste Gebirge Albaniens), können wir trotz seiner wenig günstigen topographischen Lage (ähnlich jener von Koritnik und Djalica Lumës) auf bedeutende Vergletscherungsspuren rechnen. Tatsächlich ist auch der Korab ein Gebirge, das auch auf der Westseite schon namhafte Eiszeitspuren trägt. Sie finden sich vor allem in dem NW-exponierten Ursprung des Grama-Tales (Lit. 10, IV.). Hier ist es zur Entwicklung eines kurzen Talgletschers gekommen. Die obersten 3 km des Tales sind deutlich glazial ausgearbeitet, in etwa über 2000 m liegt ein kleiner Endmoränenrest. In etwa 2000 m setzt rechts des heutigen Tales ein Hochflächenrest ein (er entspricht einem sonst auch weit verbreiteten Niveau und ist sicher präglazialen Ursprungs), der zu mindest in seinem östlichen Teile mit Eis überflutet war. Der Grama-Gletscher muß zur Zeit seiner größten Ausdehnung etwa 3 km Breite erreicht und eine Fläche von etwa 10—12 km² bedeckt haben. Auf dem glazial bearbeiteten Plateau selbst liegt, an die NE-Flanke des Tales gedrückt, ein kleiner Moränenstausee (s. Abb. 4) sowie viele kleine vermoorte Mulden. Im Tale findet sich noch ein Endmoränenrest in etwa 1950 m.

Wahrscheinlich war außer dem Grama-Tal auch das Vellešnica-Tal in seinen obersten Quelllästen bedeutend vergletschert, da sie um den Hauptgipfel des Gebirges ihren Ausgang nehmen und nördlich exponiert sind. Hier liegen jedoch noch keine Beobachtungen vor⁸⁾.

Über die Vergletscherung der Ostseite des Korab wissen wir einiges von Gripp (Lit. 6). Er berichtet von einem Karssee von etwa 20 m Durchmesser unterhalb einer Schutthalde, die sich vom südlichen der beiden Korabgipfel hinabzieht. Ein aus großen Marmorblöcken bestehender, moränenartiger Wall, dessen Meereshöhe mit 2230 m gemessen wurde, legt sich vor ihn.

⁸⁾ Die von Cvijić (Lit. 4) als fluvio-glazial beschriebenen mächtigen diluvialen Schotterablagerungen am Zusammenfluß des Schwarzen und Weißen Drin (auf der geolog. Karte von mir ausgeschieden) weisen keinen unmittelbaren Zusammenhang mit Glazialbildungen auf; es sind hier vielmehr andere morphologische Ursachen für die Aufschotterung anzunehmen.



Abb. 5. Seenplatte an der Ostseite des Guri-Topit-Gebirges.
Nördliche Seengruppe (S. 147).



Abb. 6. Seenplatte an der Ostseite des Guri-Topit-Gebirges.
Südliche Seengruppe mit Moränengelände (S. 147).



Abb. 7. Moränen-Stauseen an der Ostseite des Ostravica-Gebirges (S. 150).

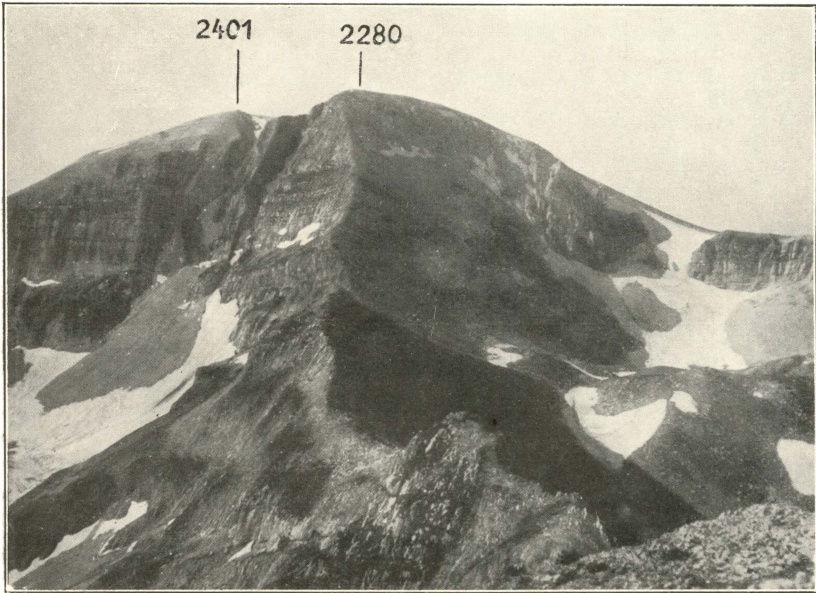


Abb. 8. Kare an der Ostseite des Tomor Abbas Ali (S. 151).

Die Gletscherspuren auf der Ostseite des Korab sind jedoch sicher weit ausgedehnter, worauf auch Cvijić hinweist (Lit. 4). Nach diesem Forscher läßt die ganze Kammpartie nach E zu ausschließlich ein glaziales Relief erkennen, und besitzen alle vom Korab kommenden Seitentäler der Radica deutliche Trogform.

Die Schneegrenze im Korab werden wir trotz der noch sehr mangelhaften Beobachtungen wohl mit 2250—2300 m ansetzen können, da die unter 2300 m liegenden Gipfel des Südabschnittes des Gebirges keine Kare mehr zu tragen scheinen. Auch in den sich nach N fortsetzenden, nahe 2200 m erreichenden Kammhöhen (Kapi Džhanit, Kalabak) lassen sich keine Glazialformen erkennen. Diese hohe Lage der Schneegrenze wäre ähnlich wie bei Koritnik und Djalica Lumës zu erklären: die Entfernung des Gebirges von der Adria ist ungefähr die gleiche. Vorgelagert sind in westlicher Richtung zahlreiche niederschlagsabfangende Gebirge, unter ihnen Kunora e Lurës und Mali Dejs, die beide über 2100 m emporreichen.

Die zentralalbanischen Gebirge südlich des Shkumbi

Polisitgebirge. Zwischen Shkumbi und dem Devol-Quertal erhebt sich die zentralalbanische Serpentinzone wieder zu bedeutenden Höhen. Der westliche, aus Serpentin aufgebaute Gebirgsast, ein ausgesprochenes Rückengebirge, erreicht im Mali Shpatit zunächst noch keine 1900 m, während das durch das tiefe Gostima-Tal von diesem getrennte plateauförmige Polisitgebirge im Osten bis nahe 2000 m emporsteigt (Faça Madhë 1978 m). Das vom Shpatitgebirge morphologisch völlig verschiedene Polisitgebirge besteht aus einem Gosaudeckenrest, der hier in bedeutender Ausdehnung und von einigen 100 m Mächtigkeit der Serpentinunterlage aufsitzt. Die Oberfläche des Polisitplateaus ist weitgehend verkarstet und von steilen Erosionsrändern umgeben.

Während das Shpatitgebirge sicher frei von Eiszeit Spuren ist, was mit der geringen Höhe (Bukanik 1832 m, Mali Joranishtit 1885 m) begründet ist, dürfte das noch sehr wenig bekannte Polisitgebirge vergletschert gewesen sein. Ich sichtete vom Nordrand des Gebirges Formen, die den Eindruck glazialer Bearbeitung machen (Lit. 9). Es ist ein breites, trogförmiges Tal, das von der Faça Madhë, dem höchsten Punkt des Plateaus ausgeht und gegen N im Plateau ausläuft. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß mit der Faça Madhë als Zentrum eine kleine Plateauvergletscherung im Nordteil des Polisitgebirges ihren Sitz hatte. Trotz der geringen Meereshöhe ist durch die günstigen topographischen Verhältnisse (Zutritt der Niederschläge von der Adria durch die breite

Shkumbi-Quersenke, die Plateauform) die Möglichkeit einer eiszeitlichen Vergletscherung durchaus gegeben. Der sichere Nachweis ist jedoch noch zu erbringen.

Gur i Topit-Gebirge⁹⁾. Weiter gegen Süden vereinheitlicht sich das zentralalbanische Gebirge zu einem Hauptkamm mit meridionaler Streichrichtung, da von E her durch die nach S immer breiter werdende Grabensenke des oberen Shkumbi weite Teile der Serpentinzone mit ihrer Gosaudecke zur Tiefe gesunken sind und dort jüngeres Tertiär alles verhüllt.

Schon im nördlichen Abschnitt (im Gur i Zij und Mal i Lukovës) erhebt sich der Gebirgskamm wieder vereinzelt bis 2000 m und schließlich sinkt der Kamm im südlichen Gebirgsabschnitt auf einer Erstreckung von 10 km nicht mehr unter 2000 m herab. Der Kulminationspunkt Gur i Topit (= Kanonenstein) erreicht 2379 m.

Da dieses ganze Gebirge nach W hin nicht überhöht wird (die Höhen im Vorland erreichen maximal 1350 m), die Niederschläge von der etwa 80 km entfernten Adria also ungehindert an das Gebirge herankommen, ist anzunehmen, daß das Gebirge eine bedeutende Vergletscherung in der Eiszeit trug, was durch Beobachtungen auch durchaus bestätigt wird.

Vom Vorhandensein kleiner Seen am Gur i Zij (2070 m) und Mal i Lukovës (1982 m), die sehr wahrscheinlich als Moränenstauseen zu deuten sind, erhielt ich erstmalig im Kriege Nachricht (Lit. 9), ohne jedoch selbst auch später Gelegenheit zu persönlicher Nachprüfung erhalten zu haben.

Über die Vergletscherung des Gur i Topit berichtete uns zuerst Bourcart (Lit. 2). Im gleichen Jahre konnte ich selbst, ohne Kenntnis der Bourcart'schen Feststellungen, Beobachtungen und topographische Aufnahmen im Gur i Topitgebirge machen (Lit. 10 I. u. 11 I.). Ich vermag der Bourcart'schen Darstellung der ehemaligen Vergletscherung des Gur i Topitgebirges nicht zu folgen; meines Erachtens nach geht Bourcart in der Annahme von großen Talgletschern (auch auf der Westseite des Gebirges) viel zu weit; sie lassen sich durch Beobachtung nicht begründen. Im wesentlichen war es auch im Gur i Topitgebirge nur eine Karvergletscherung, die allerdings auf der Ostseite auf der hier vorgelagerten Gebirgsterrasse zur Vereinigung der einzelnen Kargletscher zu einem breiten Hänggletscher geführt hat, von dem zur Zeit des Höchststandes des Eises sich in die Täler kurze Zungen vorgestreckt haben mögen.

Die von mir beobachteten Glazialspuren sind folgende: An der Nord-

⁹⁾ Mangels eines einheitlichen Namens sei die Bezeichnung des Kulminationspunktes auf den ganzen Gebirgsabschnitt verwendet.

seite des Boçko (2225 m, an der Südendigung des Gebirgskammes) und zwar zwischen Boçko und dem, auf einem nach W verlaufenden Nebenkamm liegenden Trigonometerpunkt 2187 liegt mit Nordexposition über den nach W entwässernden Talhängen ein Karzirkus mit steilen Felswänden und einer kleinen Endmoräne.

Viel ausgeprägter sind die glazialen Formen jedoch auf der Ostseite des Gebirges. Ein schöner Karzirkus mit Endmoränenwällen und zwei Moränenseen liegt an der Ostseite der Höhe 2179. Am Osthang unter dem Hauptgipfel des Gebirges (Gur i Topit 2379 m) befindet sich in etwa 2000 m eine breite Vorstufe, auf der es eine ganze Reihe von Seen gibt¹⁰⁾ (siehe Abb. 5, 6); reich bewegtes Moränengelände charakterisiert hier die Landschaft. 5—6 in einer Reihe liegende Seen sind alle durch Moränenwälle voneinander getrennt. Scharf setzen die gerundeten, glazialen Formen der Seenplatte nach unten gegen die steil eingeschnittenen V-förmigen Talformen ab (vgl. Fig. 8). Die Platte ist jedenfalls in ihrer Anlage eine präglaziale Form und gehört dem auch sonst weit verbreiteten, ältesten in Albanien nachzuweisenden (wahrscheinlich untermiozänem) Verbnungsniveau an. Die präglaziale Gebirgsterrasse hat jedenfalls die Veranlassung zu einer mächtigen Eisansammlung gegeben, so daß es zur Entwicklung eines etwa 2—3 km breiten Hängegletschers gekommen ist, der das Eis sämtlicher Kare vereinigte. Wie weit sich einzelne Eiszungen in die zahlreichen, gegen E ausstrahlenden Täler erstreckt haben, konnte ich selbst nicht beobachten. Nach Bourcart (Lit. 2) liegen Endmoränen in 1535 m Meereshöhe bis nahe am Llanga-Felsen im Norden, so daß man hier einen etwa 10 km langen Talgletscher annehmen müßte („Kamiegletscher“) und bei Strelc im Südosten. Ferner nimmt Bourcart eine riesige Vergletscherung im Westen an, wo sich die Gletscher von allen Seiten (auch von der Maja Moglices und Suhagora) vereinigten und den Komjani, der als Nunatak aus den Eismassen emporgeragt haben soll, umflossen. Ja, Bourcart spricht sogar von einer Vereinigung des Eises des Ostravica-, Tomor- und Gur i Topitgebirges! Mir scheint dies phantastisch, da es sowohl an Belegen in der Natur hierfür fehlt, wie auch rein theoretisch eine derartige Riesenvergletscherung innerhalb Mittelalbaniens sich in keiner Weise begründen läßt¹¹⁾.

Ich würde die diluviale Schneegrenze in den mittelalbanischen

¹⁰⁾ Auf der topographischen Karte von Albanien 1:200 000 ist es leider versäumt worden, die Seen zu verzeichnen; sie sind jedoch in die geologische Ausgabe der Karte aufgenommen worden.

¹¹⁾ Es dürfte Bourcart, der sich sonst so ausgezeichnete Verdienste um die Erforschung Albaniens (besonders seiner Stratigraphie) erworben hat, wohl an der nötigen Schulung auf glazial-morphologischem Gebiet gefehlt haben.

Gebirgen zwischen Shkumbi und Devoll — wie uns das Phänomen der Karbildung lehrt — zwischen 1900 und 1950 m annehmen; denn die 1982 m erreichende Mali Lukovës weist bereits Karbildung auf, während Gipfel um 1900 m noch frei von Vergletscherungsspuren sind.

Gramos-Gebirge. — Südlich des Devoll erhebt sich die zentrale Serpentinzone Albanien, von der tiefen Senkungszone von Korça unterbrochen, erst wieder an der thessalischen Grenze zu größeren Höhen. Es sind das die orographisch nördlichen Ausstrahlungen des Pindossystems. Es ist keine Frage, daß das über 2500 m erreichende Gramosgebirge nicht unwesentlich vergletschert war. Es fehlt jedoch noch an Beobachtungen. Ich selbst erstieg das Gebirge gemeinsam mit Louis nur an einer Stelle; wir hatten in die bereits Griechenland angehörenden Osthänge nur wenig Einblick. Das Vorkommen von Karen konnten wir feststellen. Eines, dessen Form durch Schuttverhüllung (das Gebirge besteht aus leicht verwitterbarem Serpentin sandstein) stark verwischt ist, konnten wir auch an der Westseite des Gebirges mit NW-Exposition und deutlicher Moränenablagerung in 1750 m Meereshöhe beobachten. Die Karte (nach der albanisch-griechischen Grenzvermessung 1923—24) läßt an der Ostseite eine Reihe von Karen vermuten, auch ein kleiner See ist eingezeichnet.

Die Schneegrenze läßt sich auf Grund der Karbildung in etwa 2100 m vermuten, ein Wert, der auch mit der Höhe der beobachteten Moränen gut übereinstimmt.

Ostravicegebirge. — Die Ostravica erhebt sich bereits westlich außerhalb der zentralalbanischen Serpentinzone und gehört der Krasta-Cukalizone an (vgl. Einleitung); ihre Besprechung schließt sich ihrer südlichen Lage wegen jedoch besser hier an. Das Gebirge bildet einen scharfen NNE-SSW streichenden, an seinem Südende nach W bis NW umbiegenden felsigen Sägekamm, der aus einem weiten Flyschhochland aufragt. Der Gebirgskamm besteht aus steil aufgerichteten plattigen Eozänkalken (»Krastakalken«), die als ein mächtiges Paket den Flyschbildungen eingelagert sind und deren Lagerung einen nach Süden aushebenden Muldenschluß anzeigt.

Die topographische Lage — die im Südwesten vorgelagerten hohen Gebirgsmassen — wie auch die durch den geologischen Bau bedingte, steile Form des Gebirges lassen keine bedeutende Vergletscherung erwarten, was auch meine Beobachtungen (Lit. 10 I und 11 I) zu bestätigen scheinen ¹²⁾.

¹²⁾ Ich kann mich auch hier der Annahme einer so riesigen Vergletscherung, wie sie nach Bourcart bestanden haben soll, auf Grund meiner übrigen Erfahrungen in Albanien nicht anschließen. Nach Bourcart hätte u. a. ein gewaltiger Gletscherast bis ins Becken von Moskopole (Voskopoj) hinabgereicht und dort seine Moränen abgelagert.



Fig. 8. Die Seenplatte an der Ostseite des Guri-Topitgebirges mit seinem unruhigen Moränengelände.
Im Mittelgrunde das Tertiär des oberen Shkumbigebiets (Kamia), im Hintergrunde links der Ohridasee mit den mazedonischen Grenzgebirgen.
(Zeichnung von A. Kern.)

Die Westseite des Gebirges läßt zwei große, flache Kare erkennen, einerseits zwischen Punkt 2370 und 2345, andererseits zwischen Punkt 2378 und Qafa e Vashës (2087 m); in ungefähr 1700 m ist das Moränengebiet durch das unruhige Gelände deutlich gekennzeichnet.

Auf der Ostseite liegt unterhalb der Schlucht, die sich von dem Sattel zwischen 2278 und 2385 hinabzieht, ein ausgezeichneter, halbkreisförmiger Moränenwall, der zwei kleine Seen aufgestaut hat (s. Abb. 7). Ausgesprochene Kare suchen wir auf der Ostseite vergeblich. Der ganze Südteil des Gebirges bis zur Qafa e Vashës wird nach E zu von steilen Plattenschüssen gebildet, welche größeren Schneeanstimmungen — außer in der erwähnten Nische — keine Fläche boten. Die Fußpartie (1900 bis 2000 m) der Felsabstürze dürfte aber bereits unter der Schneegrenze gelegen haben¹³⁾. Es ist möglich, daß die von mir beobachteten hochgelegenen Moränenablagerungen nur einem Rückzugsstadium angehören und zur Zeit des Maximums der Vereisung die Vergletscherung ausgedehnter war als ich dies aus eigenen Beobachtungen belegen kann. Bourcart (Lit. 2) verzeichnet Moränen auch am rechten Ufer des Kelizon-Tales; ob diese zu Recht bestehen, müßte in Anbetracht der sonst von Bourcart sicher übertriebenen Annahmen, erst geprüft werden.

Die symmetrische Vergletscherung des Ostravicegebirges gegenüber der sonst die Regel bildenden, fast einseitigen Vergletscherung der Ostseiten der Gebirge ist aus der Streichrichtung des Kammes leicht zu erklären. Denn die Niederschlag bringenden Südwestwinde streichen hier nicht über den Kamm, sondern längs des Kammes. Zudem kommt noch, daß die Umbiegung des Kammes im Süden in WNW-Richtung (sie ist durch den tektonischen Muldenschluß bedingt) für diesen Teil des Kammes gleichzeitig Nordexposition und Vorbedingungen zur Wächtenbildung schuf, so daß sich in der, durch die Umbiegung des Kammes gebildeten Nische die meisten Firnmassen sammeln konnten.

An den nahe im NW aus dem gleichen, aus dem Flysch aufbrechenden Kalkpaket gebildeten Gipfeln (Bofnia 2004 m, Maj e Mijetës 2063 m) kann man keine Eiszeitspuren erkennen, so daß man wohl annehmen muß, daß die Schneegrenze in diesem ganzen Gebiete in etwa 2100 m Höhe gelegen war. Diese verhältnismäßig hohe Lage im Vergleiche zu dem vom Meere weiter entfernten Guri Topit-Gebirge erscheint durch die schirmende Wirkung der im SW vorgelagerten, hohen Gebirgsstöcke (Glumaka 2172 m, das ganze System der 2000 m vielfach übersteigenden epirotischen Ketten) ausreichend begründet.

¹³⁾ Bourcart nimmt eine große Vergletscherung am Fuße des Gebirgskammes (Piedmont-Vergletscherung) an.

Die südalbanischen Gebirge

Tomorgebirge. — Das östlich Berat sich jäh aus dem tertiären Vorland erhebende, fast isoliert aus dem tief zertalten Flyschgebiete aufragende, massige Kalkgebirge des Tomor ist nach den Nordalbanischen Alpen das imposanteste Hochgebirge Albaniens. Daß sich bei seiner Nähe zum Meere, der isolierten Lage, der meridionalen Erstreckung des Gebirgskammes und der bedeutenden Höhe (2480 m) im Diluvium hier eine bedeutende Vergletscherung vorfand, war zu erwarten und wurde das erste Mal durch gelegentlich eines Jagdausfluges gemachte Beobachtungen von Ekrem Bej Vlora bestätigt¹⁴⁾. Ich selbst konnte besonders im Südteile des Gebirges Beobachtungen sammeln (Lit. 10 I und 11 I).

Das Tomorgebirge bildet eine gewaltige, aus dem Flysch aufbrechende Antiklinale aus Kreideeozänkalk. Auf etwa 12 km sinkt der Tomorkamm nicht wesentlich unter 2000 m. Die Nord- und die Südendigung des Kammes tragen die höchsten Erhebungen (Nordspitze: Maj e Tomoricës 2480 m, Südspitze: Tomor Abbas Ali 2401 m). Ein wenig unter 2000 m sinkender Sattel trennt die beiden fast gleichen Gebirgsabschnitte. Die Formen des Nordabschnittes sind wilder und zerklüfteter, als jene des Südabschnittes, in welchem letzterem sich ein großer Unterschied zwischen der Ost- und Westseite des Gebirges kundgibt.

Das Blockdiagramm (Fig. 9) soll ein übersichtliches Bild über die glazialen Erosionsformen des Gebirges geben, die sich ganz vorwiegend auf die Ostseite des Kammes beschränken. Ohne auf Details in den Beobachtungen eingehen zu wollen, möge hier nur das Wichtigste hervorgehoben sein. Die ganze Ostseite des Gebirges ist von Karen besetzt, die bis in den Sommer hinein ausgedehnte Firnfelder bergen. Die mächtigsten Kare mit etwa 500 m hohen, senkrechten Rückwänden sind in den Südgipfel (Abbas Ali) eingefressen (s. Abb. 8). Der Tomor Abbas Ali ist ein typischer Halbkarling: Nach S und SW dachen sich seine Hänge in weichen runden Formen ab, so daß der Gipfel von dieser Seite unschwer reitend gewonnen werden kann, dagegen ist die Ost- und Nordseite von tiefen Karen zerfressen. Die auf der Skizze nicht sichtbare Nordseite trägt ein gewaltiges Kar. Ebenso ist der nördlich folgende Gipfel ein Halbkarling. Im ganzen liegen auf der Ostseite des Südabschnittes des Tomor sieben Kare, auf der Westseite zwei Kare. Von den ostexponierten Karen bilden mehrere deutlich in zwei Etagen geteilte Treppen.

¹⁴⁾ Ekrem Bej Vlora, »Aus Berat und vom Tomor«. Z. Kunde d. Balkanhalbinsel, Reisen und Beobachtungen. H. 13. Sarajevo 1911.

Die Karbildung im Nordabschnitt des Gebirges konnte ich nur aus der Ferne beurteilen. Es sind hier auf der Ostseite wohl 7—8 Kare vorhanden, von diesen wieder mehrere als Kartreppen entwickelt. Die Nordseite dürfte zwei, von tiefen Karnischen ausgehende, bedeutende Hängegletscher getragen haben. Die Westseite weist gewaltige Felsabstürze auf, es ist aber noch nicht untersucht, ob oder wie weit diese auf glaziale Bearbeitung zurückgehen. Vermutlich handelt es sich um einen normalen Erosionsrand.

Die auf der Ostseite beobachteten Endmoränen bilden deutlich zwei Gürtel: in 1900 m und in 1600—1700 m. Auch hier soll es nicht ausgeschlossen bleiben, daß es vielleicht noch tiefere, vom Höchststand der Vereisung herrührende Moränen, etwa in Tomoricatal, gibt, wo allerdings die Bedingungen zu ihrer Erhaltung sehr ungünstige sind. Sicher haben sich während des Hochstandes der Vereisung die zahlreichen Kargletscher der Ostseite zu einer einheitlichen Hangvergletscherung vereinigt.

Die Schneegrenze im Tomorgebiet liegt bestimmt unter 2000 m (wahrscheinlich ist sie in 1900 m anzunehmen), da ja auch die unter 2000 m herabgehende Sattelregion zwischen den beiden Gebirgsabschnitten noch deutliche Karbildung aufweist.

Das auffälligste in der Gestalt des Tomorgebirges sind die riesigen Kare der Ostseite, des Abbas Ali-Gipfels im Gegensatz zu den völlig glatten Süd- und Westhängen. Auf diese Verhältnisse soll noch bei Besprechung des Nemerčka-Gebirges zurückgekommen werden, wo wir etwas ganz ähnliches wiederfinden.

Glumaka. Das in der südöstlichen Fortsetzung des Tomor liegende, durch eine von Flysch erfüllte, tektonische Sekundärmulde (Qafa Glumakës) von diesem getrennte Glumaka-Gebirge, war offenbar auch vergletschert. Es bildet einen breitgebauten plateauförmigen Stock, der in seinem höchsten Punkt 2180 m erreicht. Die steil nach E gekehrten Hänge habe ich nicht weiter untersucht; aus der Ferne lassen sich jedoch keine Anzeichen von glazialer Ausgestaltung erkennen. Anders das Plateau selbst mit seinen nach NW gerichteten Hochtälern. Besonders das zwischen den Spitzen 2180 und 2116 ausgehende, tiefer abwärts nach W umbiegende und hier mit einer Stufe absetzende, flache Tal erweckt ganz den Eindruck glazialer Ausarbeitung und war wahrscheinlich von einem breiten Eisfeld erfüllt. Leider ist das Innere des Gebirges weder von mir noch sonst jemals besucht worden, so daß über etwaige Moränen bisher nichts bekannt ist.

Akrokeraunische Gebirge (Çika und Kiore). Die der Küste entlang laufende westlichste Gebirgskette Südalbaniens ragt nur in

einem kurzen Abschnitte über die diluviale Schneegrenze empor; es ist das im Gebiet des Logorapasses südlich Valona, wo die kaum 4 km voneinander entfernten Gipfel: Maj e Kiorës und Maj e Qikës 2000 m übersteigen. Über die Gletscherspuren in diesem Gebirgsabschnitt hat Martelli berichtet (nach *Almagia* Lit 1). Es sind mehrere NE-exponierte Kare vorhanden, an deren Ausgängen in 1700—1800 m sich unzweifelhafte Moränenreste finden.

Gribagebirge. Die nächste landeinwärts folgende Gebirgskette, die Griba, gipfelt erst nahe ihrem Ostende bei Tepelena, in der Qendrevica

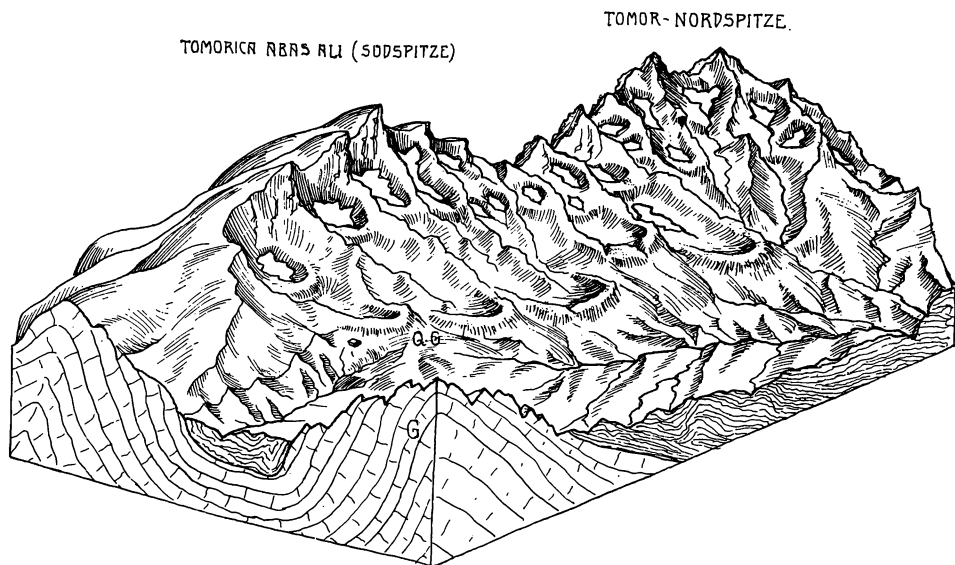


Fig. 9. Diagramm des Tomorgebirges mit seinen Karen und Moränen an der Ostseite.
Q.G. = Qafa-Glumakës; G = Glumakagebirge.

mit 2130 m. Das Gebirge ist pultförmig mit Steilabstürzen nach S und E. Als Eiszeitspuren in diesem nur auf kurze Erstreckung sich über 2000 m erhebenden Gebirgsabschnitt konnte ich feststellen (s. Fig. 10): zwei weite, nordexponierte Kare mit Endmoränenkränzen auf der Plateauabdachung in etwa 1800 m. An der Ostseite: ein großes Kar, im Süden mit Moränenablagerungen in 1550—1600 m und nach N anschließend noch drei kleine, förmlich embryonale Kare. Diese Kare sind dort eingefressen, wo sich der Plateaurand bereits unter 1900 m herabgesenkt hat. Dagegen läßt der noch über 1900 m emporreichende, nördlichste Abschnitt der Griba (Maj e Kulthit 1911, Maj e Tartarit 1978 m) gar keine Vergletscherungsspuren erkennen. Die geologischen Verhältnisse lassen hier mit gewisser Wahr-

scheinlichkeit vermuten, daß das Gebirge hier erst in postglazialer Zeit zu dieser Höhe emporgestiegen ist und im Diluvium höchstens 1800 m Höhe erreicht haben kann. Die Kare der Qendrevica und das unten zu beschreibende der Majë e Luces beweisen, daß die Schneegrenze in diesem Gebiete wesentlich unter 1900 m herabgestiegen ist.

Majë e Luces. Die Majë e Luces bildet eine eigene Aufragung zwischen der Küstenkette und dem die Griba nach SE fortsetzenden Bergland von Kurvelesh. Sie erhebt sich als einzelner Gipfel über eine im Niveau von rund 1500 m liegende, zerschnittene Landoberfläche bis 1842 m. Trotz dieser geringen Höhe trägt der Gipfel ein zwar kleines, aber deutlich ausgebildetes, nach NE exponiertes Kar. Wir können somit die Schneegrenze hier nicht wesentlich über 1800 m ansetzen. Es ist das neben den Nordalbanischen Alpen der niedrigste Schneegrenzenwert, den wir in Albanien feststellen können. Er begründet sich in der freien Exposition des Berges gegen das nahe, offene Meer.

Shtugara und Murgana. Diese beiden Grenzgebirge gegen Griechisch-Epirus bilden die Endigung des Gebirgszuges, der am Vjosafluß mit der Griba einsetzt und über das Kurvelesh-Bergland, den Mali i Gjer, das Platëvun- und Polcë-Gebirge bis hierher streicht. Erst hier beim Verlassen des albanischen Bodens erhebt sich der Gebirgszug nochmals über 1800 m. Noch ist keines der beiden Gebirge näher untersucht, aber die Formen der Murgana (1804 m) lassen auch aus der Entfernung die glaziale Ausgestaltung erkennen; es dürften drei oder vier nördlich exponierte Kare entwickelt sein. Von der Shtugara (1770 m) scheint es sehr fraglich, ob die auch hier in der Gipfelpartie auftretenden Felsenformen von glazialer Ausarbeitung herrühren. Man kann also auch hier die Schneegrenze nicht über 1800 m ansetzen; auch diese Gebirge sind die ersten größeren Erhebungen nahe dem offenen Meere.

Mali i Lunxheriës. Die Mali i Lunxheriës gehören einem dritten, parallelen Gebirgszug an, der sich südwärts der Vjosa an der Ostseite des Längstales des Dhrino dahinzieht (Fig. 11). Auf etwa 7 km hält sich der Gebirgskamm über 2000 m und gipfelt mit 2160 m. Mit einer hohen Wandflucht stürzt das Kalkgebirge nach W gegen das Flyschvorland im Dhrinotale ab; es ist eine zurückwitternde Erosionsstufe, denn das mesozoische Kalkpaket ist hier auf den Tertiärflysch von E her aufgeschoben.

Weitläufiger sind die gegen die Flyschmulde von Zagorje gekehrten Osthänge. Hier finden wir Spuren einer bedeutenden Vergletscherung, die von Louis (Lit. 7) beschrieben wurden (Abb. 9). Es sind sieben große Kare vorhanden, die mit Stufen über kurzen, trogförmigen Tälern münden. Von diesen aus zerfurchen V-förmige Erosionsrinnen den tiefer gelegenen

Hangabschnitt. Sie dürften in etwa 1500 m einsetzen, bis zu welcher Höhe also die Gletscherzungen gereicht haben mögen. Die Oberfläche des Gebirges weist prächtige Rundhöcker auf. Ein Gletscherast hat sich nach N, gegen die Hochmulde des Çajub hinabgesenkt (sie entspricht einer sekundären Flyscheinfaltung) und hat hier in etwa 1400 m ansehnliche Seiten- und Endmoränenwälle hinterlassen (Abb. 10). Die Moränen der nach E ausmündenden Trogtäler dürften wohl größtenteils durch die postglaziale Erosion zerstört worden sein, denn wir finden am Fuße des Gebirges in der Zagorje mächtige Schuttkegel sich vor den Mündungen der Täler vorbauen, in denen wohl das Moränenmaterial enthalten sein mag.

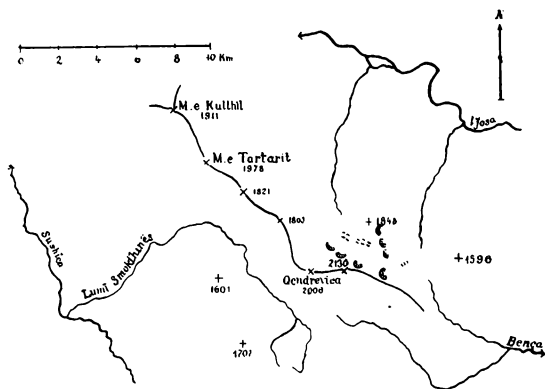


Fig. 10.

Fig. 10: Situationskarte des Gribagebirges mit seinen Karens und Moränen.

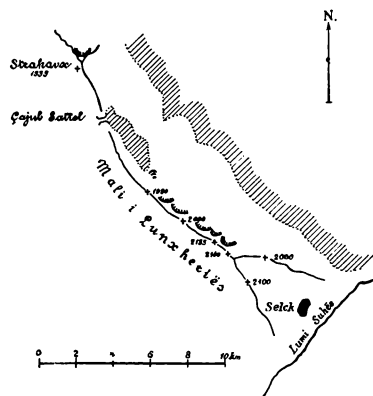


Fig. 11.

Fig. 11: Situationskarte des Lunxheriegebirges mit seinen Karens.

Schräge Schraffen = Flysch, weiß = Kalkgebiet.

Der nördlich des Çajubsattels im gleichen Gebirgszug liegende Gipfel des 1960 m hohen Strakaveci weist an der Nordseite ein kleines Kar auf. Hingegen zeigt der im gleichen Gebirgszug im Süden in gleicher Exposition liegende Bureto mit 1800 m keine Spuren einer Vergletscherung. Auch weiter gegen N erhebt sich nördlich der Vjosa der Gebirgskamm im Shën Deli nochmals zu 1800 m, ohne auch hier geringste Vergletscherungsspuren erkennen zu lassen. Man muß also die Schneegrenze in diesem Gebirgszug zwischen 1800 und 1900 m, wahrscheinlich nahe an 1900 m ansetzen.

Nemërçka. Der langgestreckte, sehr regelmäßig gebaute antiklinale Rücken des Nemërçka-Gebirges begleitet als vierter paralleler Gebirgszug das Längstal der Vjosa im Westen. Der Kalkkern dieser Antiklinalzone taucht schon nördlich der Vjosa in dem tertiären Malakstra-

bergland auf, hier im Mali Trebeshin 1920 m erreichend, ohne jedoch irgendwelche Spuren glazialer Bearbeitung zu zeigen. Südlich des Durchbruches der Vjosa durch diesen Kalkrücken wächst er allmählich immer höher empor, um schließlich jenseits der Qafa Dhembelit bis an die Landesgrenze — das ist auf 18 km hin — nicht mehr unter 2000 m herabzusinken. In der Majë Papingut kulminiert der Kamm mit nahe 2500 m und überragt somit noch um einiges den Tomor.

Ebenso wie im Lunxherië-Gebirge, so beschränken sich auch hier die von uns aufgefundenen diluvialen Vergletscherungsspuren, die sehr beträchtlich sind, fast allein auf die Ostseite¹⁵⁾ (Fig. 12). Die Form des Gebirges ist von jener des Lunxherië-Gebirges wesentlich verschieden; es wendet seinen Steilabfall gegen E (Abb. 11), während die Westhänge durchaus gerundet, fast ungegliedert sind. Dieser asymmetrische Bau ist jedoch — zum Unterschied vom Lunxherië-Gebirge — geologisch völlig unbegründet, da im Nemerçka-Gebirge eine sehr regelmäßig gebaute Antiklinale vorliegt. Der Umstand, daß die nach E gekehrten Steilabstürze erst dort einsetzen, wo das Gebirge über die diluviale Schneegrenze wesentlich emporsteigt, gibt deutlichen Hinweis, daß sie glazialer Bearbeitung ihre Entstehung danken.

Ich vermag der von Louis (Lit. 7) gegebenen Darstellung nicht ganz zu folgen. Es sei hier zunächst das durch die Beobachtungen gegebene Tatsachenmaterial angeführt, auf Grund dessen erst die Erklärung der allerdings auffälligen Erscheinungen versucht werden mag.

Die Westseite des Gebirges läßt nur geringfügige Gletscherspuren erkennen: es ist ein kleines, WNW-exponiertes Kar, in der 2060 m tiefen Einsattelung der Qafa Stërbunës, am Hange der 2450 m erreichenden Maja Pllakës. Der Karboden liegt in 1850 m Höhe. Ein weiteres, ausgesprochen NW-exponiertes Kar finden wir an der 2145 m hohen Majë e Poliçanit. Auch dieses Kar knüpft wieder an einen Sattel, und zwar an den der Qafa Dhembelit (1450 m). Von einer sonnseitigen Exposition kann man bei keinem der beiden Kare sprechen¹⁶⁾.

An der Ostseite finden wir, dem Kamme von N nach S folgend, das erste Kar auf der 2000 m erreichenden Majë e Dhembelit (nördlich der Qafa Dhembelit). Solange sich die Kammhöhe unter 2000 m hält,

¹⁵⁾ Erstmalige Erwähnung der Vergletscherungsspuren Lit. 10, II und 11, II. Nähere Beschreibung bei Louis (Lit. 7).

¹⁶⁾ Es ist somit meiner Ansicht nach kein Grund vorhanden, an der Sonnseite eine tiefere Lage der Schneegrenze anzunehmen, wie an der Schattenseite des Gebirges, wie das Louis so hervorhebt, um darauf seine weiteren Erörterungen zu gründen. Die Exposition der beiden »Sattelkare« gegen die Sonne ist keine wesentlich verschiedene von denen an der Ostseite des Gebirges.

läßt sich keine Karbildung beobachten. Weiter treffen wir in südlicher Richtung auf zwei seichte Karnischen an der Ostseite der bereits erwähnten, durch ein NW-exponiertes Kar ausgezeichneten Majë e Poliçanit.; die beiden Kare besitzen keine Seitenwände, sind auch durch keine Zwischenwand getrennt, die steile Rückwand ist nicht über 50 m hoch¹⁷⁾. Eine ähnliche, mit langgestreckter Rückwand versehene Nische, die aus der Vereinigung zweier Kare entstanden sein mag, finden wir weiter gegen SE unterhalb des 2200 m erreichenden Gipfels der Qershica.

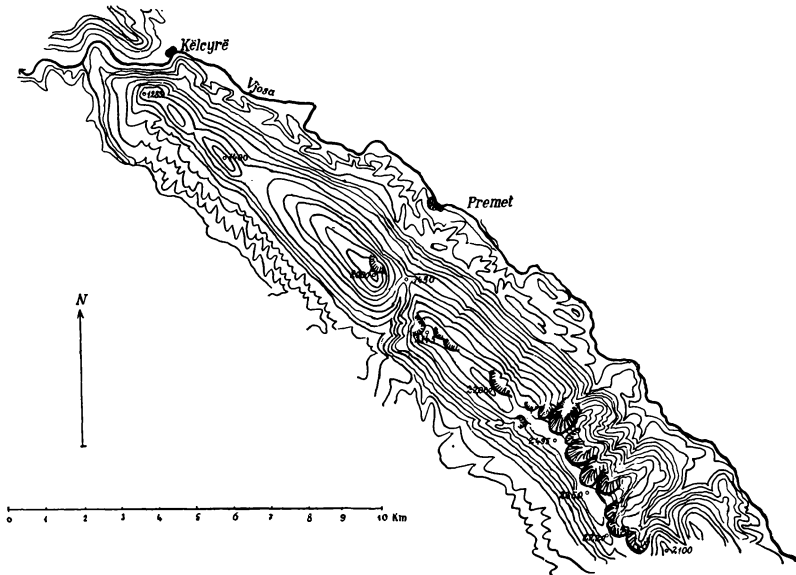


Fig. 12. Das Nemerçagebirge nach der Originalaufnahme von H. Louis 1:100 000. Der ungliederte antiklinale Kalkkern des Gebirges hebt sich vom zerschnittenen Flyschmantel deutlich ab. Die einzige stärkere Gliederung im Kalkkörper wird durch die Kare hervorgerufen.

Die nächsten Kare finden wir am Hang der uns bereits bekannten Majë e Pllakës, und zwar ein kleines, fast N-exponiertes Kar nahe an der Qafa Stërbinës und ein größeres, NE-exponiertes Kar, dessen Rückwand jedoch durchaus noch nicht bis an den Kamm zurückgreift. Dagegen folgt nun nach S eine Reihe von riesigen Kare, deren ungeheure, rückwärtigen Wandabstürze unmittelbar an der Kammlinie ansetzen. Das erste dieser Kare liegt zwischen Majë Pllakës und Majë Papingut (Abb. 2). Seine

¹⁷⁾ Die geringe Ausbildung dieser Kare gegenüber den gegen die Qafa Dhembelit gerichteten Kare scheint mir nicht so auffällig, wie Louis sie findet, da das Kar gegen die Qafa Dhembelit mehr nach N exponiert ist als die gegen das Vjosatal gekehrten Kare.

Rückwand bildet einen gewaltigen Absturz von über 800 m von der Spitze bis zu der Schutthalde und dem Schneefeld im Hintergrund des Kares. Der Boden liegt in 1200—1400 m; er ist unterhalb eines großen Schneefeldes mit Blockschutt überdeckt, an den sich, am charakteristisch U-förmig ausgestalteten Ausgang der riesigen Nische, ein Moränenwall anschließt. Die Nische ist bis tief in den Antiklinalkern des Gebirges eingefressen und enthüllt prächtig dessen Bau (siehe Fig. 13). Unter dem Endmoränenwall folgt eine Stufe, über welche in etwa 50 m tiefem Fall das aus der Moräne austretende Schmelzwasser des erwähnten Schneefeldes herabstürzt. Unterhalb dieser Stufe setzt in dem nun hier beginnenden Fylsch, der sich in steiler Lagerung dem Kalke auflegt, ein V-förmiger Taleinschnitt ein. Hier legt sich nochmals ein Moränenwall, wenig oberhalb der Ortschaft Strëmbec in ungefähr 1000 m, über das Tal und ist vor allem an dessen Südseite gut erhalten. Ein mit Kalkschutt überstreuter Steilhang führt nun hinab ins Vjosatal, wo wir von der Fahrstraße gut aufgeschlossen, in etwa 350 m zu beiden Seiten des Flusses eine wallförmige Ablagerung beobachten können, die nicht nur der äußeren Form, sondern auch dem Inhalte nach, völlig den Eindruck einer Moräne macht (Fig. 14).

Die beschriebene, »Sopot« genannte Karnische der Maja Papingut, ist die einzige, die ich besucht habe. Es folgen nun nach Süden drei weitere, ähnlich riesige Kare bis zum nächsten 2350 m erreichenden Kulminationspunkt des Kammes. Das dem »Sopot« nächst benachbarte Kar scheint sich aus zwei Karen vereinigt zu haben, wie der Rest einer Zwischenwand andeutet. — Schließlich folgt noch eine breite Nische zwischen den Spitzen 2300 und der Tumba, die aus der Vereinigung von vier eng benachbarten Karen entstanden zu sein scheint. Dieses große, zusammengesetzte Kar der Tumba hat reine Nordexposition, da der Gebirgskamm vom Punkte 2350 an rechtwinklig umschwenkt und bis zur Kuruna (1846 m) NE streicht. Das Kammstück zwischen Tumba und Kuruna weist keine Spuren glazialer Bearbeitung mehr auf.

Überblicken wir nun die Vergletscherungsspuren des Nemërçka-gebirges, so bleibt die bemerkenswerteste Erscheinung die ungeheure, auf Kosten der Gletscher zu setzende Erosionsleistung — das Eis hat sich ja durch den Antiklinalkern bis in den Westflügel der Antiklinale hineingefressen, — und die tiefe Lage der Moränen aus dem Sopot-Kar. Die Beschränkung der starken Vergletscherung und der damit verbundenen großen Erosionsleistungen im Südabschnitte der Nemërçka scheint mir durch die Höhe dieses Kammabschnittes, seinen senkrechten Verlauf zur herrschenden Windrichtung und die — geologisch bedingte — ursprüng-

liche Gebirgsform genügend erklärt¹⁸⁾. Es summieren sich hier somit verschiedene Einflüsse: die ungegliederten, gerundeten Westhänge förderten sicher ungemein die Wächtenbildung am Kamm (zum Unterschied zur Mali Lunxherië, wo die Wandabstürze nach W ein Überwehen des Schnees in größerem Maße verhinderten); dadurch mag es zu außerordentlichen Schneeanhäufungen auf der Ostseite gekommen sein. Eine starke Hangneigung auf dieser Seite (sie ist geologisch, nämlich durch steileres Einfallen im Ostflügel der Antiklinale, begründet) trat hinzu, um die Geschwindigkeit und dadurch die Erosionswirkung der vom Kamm aus stets reichlich gespeisten Firnmassen zu erhöhen und ein tiefes Hinab-

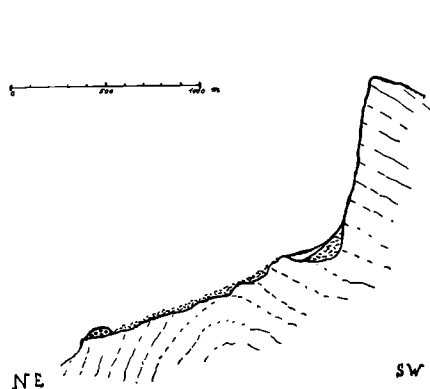


Fig. 13.

Fig. 13: Querschnitt durch das »Sopot«-Kar im Nemërçkagebirge.

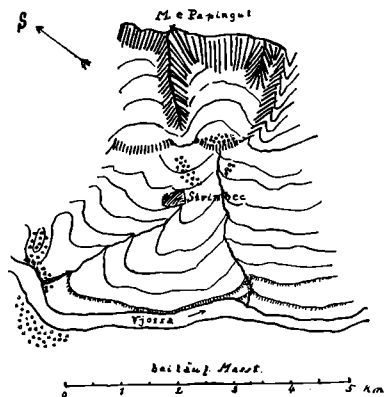


Fig. 14.

Fig. 14: A la vue Skizze des »Sopot«-Kares mit seinen Moränen.

reichen der Gletscherzungen zu bewirken. — Bezeichnend für die Abhängigkeit der Karbildung von der Windrichtung und der damit zusammenhängenden Wächtenbildung ist es auch, daß sich Kare auf der Westseite des Gebirges nur in den Einsattlungen entwickeln konnten, d. h. im Windschatten.

Der Grad der Vergletscherung des Nemërçka-Gebirges ist von jener des Tomor nicht allzu verschieden. Dadurch, daß der Nemërçka-Kamm sich

¹⁸⁾ Für die von Louis für den Südtel der Nemërçka angenommene kräftige präglaziale Zerschneidung, die er für die Eigenart der Formen hier verantwortlich machen will, fehlt jede Begründung; warum ist dann die den Niederschlägen ausgesetzte Westseite des Gebirges unzerschnitten geblieben? — Dagegen sind die Unterschiede in den Eiszeitformen des Lunxherie- und Nemërçkagebirges gewiß — außer klimatisch (größere Entfernung der Nemërçka vom Meere, Schirmwirkung durch das Lunxheriegebirge) — in der geologisch bedingten Form des Gebirges begründet, ohne daß diese Tatsache als ein besonderes Problem hingestellt zu werden braucht.

auf weitere Erstreckung in großer Höhe hält und das Gefälle zur Vjosa wesentlich steiler ist, als jenes vom Tomorkamm zur Tomorica, erklärt sich hinreichend die noch kräftigere Erosionsleistung und das tiefere Hinabreichen der Moränen in der Nemërçka. Wenn man die lokalen Unterschiede mit in Rechnung zieht, sind also die Verhältnisse der Nemërçka mit jenen im Tomor gut übereinstimmend. Die Schneegrenze wird, wenn man die tiefsten Kare als Marken heranzieht, mit 1900 m anzunehmen sein, während sie im gleichen Gebirgszug weiter nach N infolge der Schirmwirkung der Griba auf 1950 m ansteigen dürfte. Die so tief gelegenen Sopot-Moränen zur Berechnung der klimatischen Schneegrenze heranzuziehen, ist sicher verfehlt, da diese tiefe Lage, durch lokale Umstände hervorgerufen, als abnormal betrachtet werden muß. Es zeigt sich eben, daß — um vergleichbare Werte zu erhalten — derartig rein örtlich bedingte Anomalien berücksichtigt werden müssen, d. h., daß eben eine scharfe Trennung zwischen dem Begriffe der klimatischen — und lokalen (orographischen) Schneegrenze nötig ist.

Fluvioglaziale Ablagerungen im Vjosatal, diluviale Gehängebreccien

Die Eiszeit hat in Albanien nicht nur in der Ausgestaltung der über die Schneegrenze emporreichenden Gebirge und durch Hinterlassung von Moränen, sondern auch außerhalb der Gebirge ihre Spuren hinterlassen: Durch Ablagerung der gewaltigen Schuttmassen, die durch die erhöhten Erosionsleistungen gefördert wurden, in den Flußtälern.

Aus dem Diluvium stammende Schotterterrassen sind an den Flüssen Albaniens die Regel und es würde zu weit führen, diese Erscheinung hier im einzelnen zu verfolgen. Es sei hier als Beispiel der Vjosafuß angeführt. Daß gerade hier im Vjosatal die fluvioglaziale Verschüttung besonders deutlich ausgeprägt ist, kann uns nach den abnorm großen Gletschererosionsleistungen im Nemërçka-Gebirge nicht verwundern. Wir finden im mittleren Vjosatal einen großen Teil des vom Eise aus dem Gebirgskörper herausgeholtene Materiales heute noch in Form mächtiger Flußaufschüttungen.

Der Fluß fließt heute auf der ganzen Laufstrecke vom Fuße der Nemërçka bis Tepelena 12—15 m senkrecht in grobe, stark verfestigte Kalkschotter eingeschnitten. Es ist dies nicht die einzige Terrasse; in 30 m folgt eine zweite, in 60—70 m eine dritte Flur, auch diese mit reichlichen Flußschotterablagerungen bedeckt. Die Terrassenstufen bestehen aus anstehendem Flysch. In etwa 120—150 m über dem Flusse folgt ein



Abb. 9. Ostseite des Lunxherie-Gebirges mit seinen glazial ausgearbeiteten Hochtälern
(S. 154).

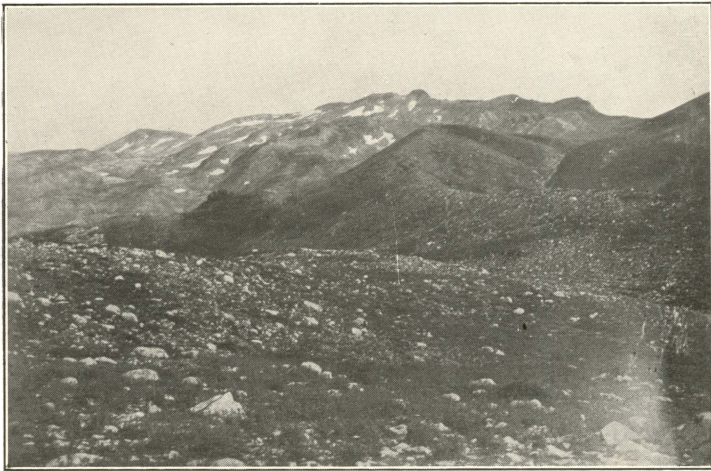


Abb. 10. Die glazial bearbeitete Oberfläche des Lunxherie-Gebirges
mit Endmoränenwall nahe dem Çajub (S. 155).

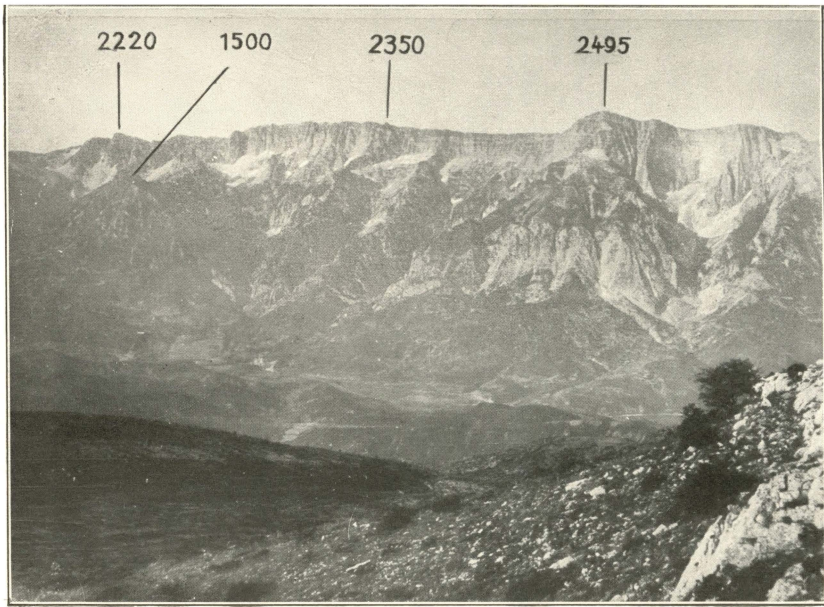


Abb. 11. Ostseite des Nemerçka-Gebirges mit dem Vjosa-Tal (S. 157—158).



Abb. 12. Die glazial ausgearbeitete Oberfläche der M. Hekurave (Ostabschnitt der nordalbanischen Alpen) mit den Bergen von Nikaj im Hintergrund (S. 128).

viertes, vorzüglich entwickeltes Niveau, das in stetiger flacher Kurve gegen die Hänge ausklingt und das ich als dem präglazialen Vjosatal angehörig betrachten möchte. Bei dieser Annahme wäre also die Diluvialgeschichte der Vjosa durch drei Erosions- und drei Akkumulationsperioden gekennzeichnet, wenn wir den heutigen Einschnitt als postglazial auffassen. Unter der Voraussetzung, daß Albanien während des ganzen Diluviums in langsamer Hebung begriffen war, könnten wir die vier diluvialen Vjosaterrassen mit vier Eiszeiten in Verbindung bringen, in der Art, daß die Akkumulationsperioden den Vergletscherungen (erhöhte Schutförderung, geringe Wassermenge), die Erosionsperioden den Interglazialzeiten (infolge Abschmelzung und Temperaturerhöhung große Wassermengen) zuzuweisen wären. — Wir wissen, welche Probleme die wechselnden Akkumulations- und Erosionsperioden der diluvialen Alpenflüsse gestellt haben, und daß an ihrer Aufklärung noch immer gearbeitet wird. Falsch wäre es jedoch, Erfahrungen aus den Alpen ohne weiteres hierher auf unser Gebiet übertragen zu wollen. Gerade das Studium der alpinen Verhältnisse hat uns gezeigt, wie überaus komplizierte und mannigfache lokale Einflüsse die Transporttätigkeit der Flüsse regulieren; die Flüsse sind eben ganz feine Indikatoren für alle Gleichgewichtsstörungen an der Erdoberfläche, ob sie nun von außen oder innen kommen, atmosphärischen oder tektonischen Ursprungs sind. In Albanien steht uns das erste, primitive Beobachtungsmaterial zur Verfügung, daher können auch die ersten Erklärungsversuche, wenn man sich nicht allzusehr auf Spekulation einlassen will, nur primitiv sein. Nachfolgern, denen es gelingt, durch Beobachtungen weitere Dokumente aus der Diluvialgeschichte Albaniens zu beschaffen, soll es vorbehalten bleiben, auch die Erscheinungen in der Flußentwicklung tiefer zu begründen.

Es sei nun noch auf eine auffällige Erscheinung hingewiesen, die wir dem Diluvium zuweisen müssen. Es ist die, oft riesige Dimensionen erreichende Schutförderung an den Westhängen der Gebirge¹⁹⁾. Die unteren Hang- und die Fußpartien der meisten (besonders küstennahen) Gebirge Albaniens sind an der nach W bis SW gekehrten Seite mit lokalem Gebirgsschutt verhüllt. Auch hier würde eine Aufzählung und Beschreibung der Einzel Tatsachen zu weit führen; die geologische Karte von Albanien und ihre Erläuterungen enthalten das wichtigste Beobachtungsmaterial. Es sei hier nur auf den Westhang des Gribagebirges (Maja Kulthit) hingewiesen, da die Erscheinung hier morphologisch be-

¹⁹⁾ Auf der geologischen Übersichtskarte von Albanien 1:200 000 sind die diluvialen Gehängebreccien mehrfach ausgeschieden.

sondèrs auffällig wird. Die vom Gebirge kommenden Zuflüsse der Sushica haben hier den am Gebirgsfuß angehäuften Schutt bis auf seine Unterlage durchschnitten und seine Mächtigkeit von 80—120 m bloßgelegt; in mächtigen, höhlenreichen Wänden, aus denen sich starke Quellen ergießen, wittern — z. T. schon in Außenlieger aufgelöst — die Erosionsränder des riesigen Schuttfächers zurück.

Daß diese dem heutigen Klima besonders im Kalkgebiete ganz fremden Schuttbildungen eine Bildung unter wesentlich anderen klimatischen Bedingungen sind, liegt auf der Hand. Sollen wir analog mit den Verhältnissen in den Nordalpen sie als eine Bildung einer oder mehrerer Interglazialzeiten auffassen? Auch hier scheint es mir besser, solange kein weiteres, begründendes Beobachtungsmaterial vorliegt, auf einen Vergleich nicht weiter einzugehen. Bei dem Mangel einer Vergletscherung auf den Westseiten der Gebirge liegt es eigentlich nahe, die Schuttbildung als eine Bildung der Vergletscherungsepoche selbst anzunehmen, als das Ergebnis einer intensiven Verwitterung unter dem Einflusse erhöhter Niederschlagsmengen und tieferer Temperatur (daher starker Wirksamkeit von Spaltenfrost).

Rückblick und allgemeine Ergebnisse

Überblicken wir die uns aus Albaniens Gebirgen bekanntgewordenen diluvialen Gletscherspuren, so ergeben sich trotz der Unzulänglichkeit der bisherigen Beobachtungen doch gewisse Gesetzmäßigkeiten und Erscheinungen von allgemeinem glazial-geologischem Interesse. Diese mögen hier noch hervorgehoben und zur Diskussion gestellt sein. Absichtlich gehe ich auch hier auf einen Vergleich mit benachbarten Gebieten oder mit den Erfahrungen über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel nicht ein. Es würde dies nicht nur über die eingangs erwähnten Ziele dieser Arbeit — im wesentlichen nur das Beobachtungsmaterial niederzulegen — hinausgehen, sondern ich halte auch einen Vergleich mit den vielfach noch zu überprüfenden Ergebnissen älterer Forschung für unfruchtbar. Unerörtert soll auch die Frage: »Einheit oder Mehrheit der Eiszeit« bleiben, da aus Albanien bis heute keine Beobachtungen vorliegen, die zur Klärung dieser Frage beitragen könnten. Es sind noch keine interglazialen Ablagerungen bekannt. Die Tatsache des Vorkommens mehrerer Moränengürtel und von Kartreppen, wie die Mehrheit einer Talverschüttung geben zwar Hinweise —, diese Erscheinungen lassen sich aber auch durch die Annahme von Rückzugsstadien erklären.

Folgende allgemeine Erscheinungen in der Diluvialvergletscherung Albaniens verlangen eine Hervorhebung und Diskussion: 1. Der Verlauf der in Fig. 15 konstruierten klimatischen Schneegrenzfläche, 2. die Anomalien in den orographischen Schneegrenzen, die sich in der zum großen Teil ausgesprochenen Asymmetrie der Vergletscherung ausdrücken, 3. die in einigen Gebirgen überaus großen Erosionswirkungen der Gletscher und die stellenweise sehr tiefe Lage der Moränen.

Wir können diese sämtlichen Erscheinungen im Schneegrenzenverlauf und in der Vergletscherungsart der albanischen Gebirge auf drei Arten von Einflüssen zurückführen: rein klimatische Einflüsse, die sich aus der Stellung Albaniens in der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (dadurch bedingte Niederschlagsverhältnisse, Windrichtung usw.) ergeben, 2. lokale Reliefeinflüsse im Wechselspiel mit klimatischen Faktoren, 3. unmittelbare Reliefeinflüsse.

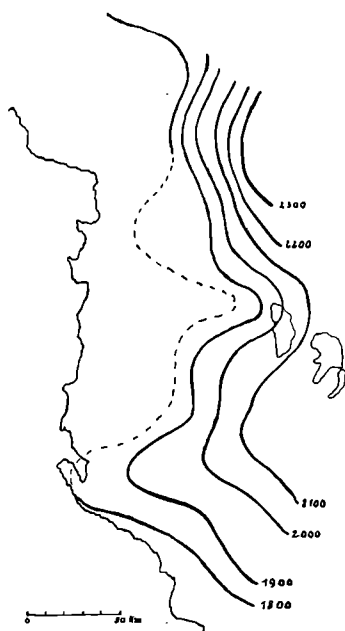


Fig. 15. Die diluviale Schneegrenzfläche in Albanien.

1. Die atmosphärische Zirkulation kann im Diluvium im Wesen von der heutigen nicht verschieden gewesen sein; es bestand nur eine graduelle Verschiedenheit in den Klimafaktoren. Wie heute waren die niederschlagbringenden Luftströmungen die südwestlichen, die Niederschläge waren schon damals relativ bedeutend und erfuhren von der Küstenkette landeinwärts eine Abnahme. Wie heute schied die Shkumbinlinie einen feuchteren Norden von einem trockeneren Süden, d. h. die Niederschläge drangen im Norden tiefer ins Land ein. Im wesentlichen spiegelt der Verlauf der Schneegrenzfläche die Konfiguration des Landes im großen wider, die geographische Breite kommt in ihrem Verlaufe nicht zum Ausdruck, im Gegenteil, wir sehen in Südalbanien die 1800-m-Linie ebenso ins Land eintreten, wie im Norden. Der Einfluß des offenen Mittelmeeres im Süden dürfte die geringere geographische Breite wettmachen.
2. Die lokalen Reliefverhältnisse sind im Zusammenspiel mit den klimatischen Faktoren nicht nur die

Hauptursache für die Anomalien in der Lage der orographischen Schneegrenze und die dadurch hervorgerufene Verschiedenheit der Vergletscherung der Gebirgsseiten, wie auch der Gebirge untereinander, sondern auch der stellenweise so großen glazialen Erosionswirkungen und der tiefen Moränenlagen.

Wir möchten von diesen in mannigfaltige Kombination tretenden Einflüssen die wichtigsten hervorheben:

- a) **Orographische Situation:** Darunter soll die Lage des Gebirges gegenüber der Umgebung gemeint sein. Vor allem ist der Umstand bedeutungsvoll, ob das Gebirge in der Richtung der niederschlagsbringenden Winde überhöht wird, ob, wenn keine Überhöhung vorhanden ist, so doch die Reliefgestaltung im Vorlande des Gebirges eine solche ist, daß die Niederschläge abgefangen werden können (Beispiel: zentralalbanisches Hochland). Diese »Schirmwirkung des Vorlandes« gibt sich an allen weiter landeinwärts gelegenen Gebirgen kund und bewirkt eine mehrminder starke Elevation der Schneegrenze. Am extremsten ist sie in den nordöstlichen Randgebirgen ausgesprochen, wo das weite zentrale nordalbanische Hochland, sowie die zentralen, mittelalbanischen Gebirgsketten einen wesentlichen Teil der Niederschläge abgeschirmt haben. Am geringsten ist sie im Jablanica-Gebirge, wo die breite Quersenke des Shkumbi den Niederschlägen ein weites Tor nach E öffnete. Sie spricht sich wieder deutlich in Südalbanien aus, wo sich Kette vor Kette reiht.
- b) **Streichrichtung des Gebirges.** Diese ist insofern von großer Bedeutung, als die Streichrichtung des Gebirges im Verhältnis zu der herrschenden, niederschlagsbringenden Windrichtung eine besondere **Windexposition**, anderseits im Verhältnis zum Sonnenstand **Schatten- bzw. Sonnenexposition** schafft. Auf diesen Einflüssen beruht die so verbreitete asymmetrische Vergletscherung der albanischen Gebirge. Die vollkommenste Asymmetrie finden wir in den süd-albanischen Gebirgen verkörpert, welche senkrecht zur herrschenden Windrichtung streichen. Überall dort, wo eine gewisse Abweichung von dieser Streichrichtung normal zur Windrichtung ist, läßt auch die Asymmetrie nach. Bei E-W- und NW-SE-Streichen summiert sich Windexposition und Sonnenopposition. Denn die Windexposition wirkt durch Wächtenbildung schneeaufspeichernd auf der Gegenseite des Gebirges.

Da Südwest die niederschlagsbringende Windrichtung ist, so erfolgt Schneeanhäufung an der Nordostseite, wo die Sonnenopposition dann die Konservierung besorgt. Windexposition und damit Wächtenwirkung müssen sehr hoch eingeschätzt werden und können durch lokale Reliefeigentümlichkeiten in ihrer Wirkung noch erhöht werden. So werden glatte, ungegliederte Hänge reingefegt und sämtlicher Schnee über den Kamm auf die Gegenseite getragen. (Beispiel: Nëmërçka, Tomor Süd!)

- c) Gebirgsform. In ähnlicher Weise wie die Streichrichtung des Gebirges tritt auch die sonstige Gestalt des Gebirges in Wechselspiel mit Wind- und Sonnenexposition. Es sei hier an verschiedene, morphologische Eigenarten der albanischen Gebirge erinnert, die in ihren Vergletscherungstypen eine Widerspiegelung finden. So das Vorkommen von hochgelegenen Oberflächenresten im (normalen) Erosionsschatten der Gebirge, was kleine Plateauvergletscherungen oder Terrassenvergletscherungen zur Folge hat. (Beispiel: Neshda e Lurës, Mali Olomanit, Gur i Topit usw.) Wandbildung an der Windexponierten Seite hat das völlige Ausbleiben einer Vergletscherung zur Folge und verhindert auch in großem Maße das Überwehen auf die Gegenseite (Beispiel: Mali i Lunxherië), während, wie schon oben angedeutet, glatte, unzerschnittene Hänge das Überwehen auf die Gegenseite und die Schneeansammlung dortselbst fördern.
3. Die unmittelbare Wirkung der Reliefgestaltung — d. h. der Gebirgsform (Plateau, Kammgebirge usw.) — auf die Vergletscherungsart ist viel zu selbstverständlich, als daß hier näher darauf eingegangen werden müßte. Nur auf den Einfluß der Gefällsverhältnisse und großer, relativer Höhenunterschiede auf kleinem Raum soll hier hingewiesen werden, weil diese Umstände, wie gerade die albanischen Verhältnisse es zeigen, gleichfalls von wesentlicher Bedeutung sein können. So waren die durch die geologische Struktur bedingten, beiderseitigen Steilabstürze des Ostravica-Sägekammes einer Vergletscherung durchaus ungünstig und bewirken hier eine Elevation der orographischen Schneegrenze. Andererseits wird durch steiles Hanggefälle, verbunden mit großem, relativem Höhenunterschied, dort, wo starke Schneezufuhr stattfindet, und zudem noch Schattenexposition hinzutritt, ein überaus tiefes Hinabreichen der Gletscher-

zungen gefördert, woraus die überaus tiefe Lage von Moränen erklärt werden kann. Den großen, relativen Höhenunterschied in Verbindung mit der durch Plateauform bedingten großen Schneeanhäufung und Schattenexposition der Gletscherzungen werden wir auch für die tiefe Lage der Moränen des Valbonagletschers und jener bei Ipek verantwortlich machen können.

Naturgemäß können sich viele der vorgenannten Einflüsse in mannigfaltiger Art kombinieren, dabei entweder in gleicher Richtung zusammenwirken, sich summieren oder sich mehrminder abschwächen und aufheben. Das bedingt die Verschiedenheit in der Vergletscherung der albanischen Gebirge. — Aber auch die auffälligsten Erscheinungen in der Diluvialvergletscherung Albaniens, wie es die riesigen Erosionsleistungen vor allem an der Nemërçka-Ostseite und das tiefe Hinabreichen der Moränen hier ist, erklären sich ohne Schwierigkeiten durch Summierung zahlreicher, begünstigender Faktoren, die so einen Optimumzustand schafften. Wohl nicht bald wieder können uns in einem Maße wie an den tektonischen Urformen in Südalbaniens werdenden Faltenketten die gestaltenden Wirkungen der Eiserosion so sinnfällig vor Augen geführt, die absolute Abhängigkeit gewisser Formen, wie vor allem der Kare von der Lage der diluvialen Schneegrenze so klar werden. Hier sind die Verhältnisse so eindeutig, daß es keine Zuflucht zu fluviatiler Präformierung gibt, es wäre größter Schematismus, hierher etwa neuere Erfahrungen aus den Alpen mit ihrer viel komplizierteren Vorgeschichte übertragen zu wollen. Weit entfernt von einer Verallgemeinerung auf Grund der Verhältnisse in Albanien soll hier nur eines festgehalten werden: Das Eis kann unter besonderen Bedingungen sehr viel leisten, es kann nicht nur ausgestaltend, sondern völlig umgestaltend wirken und neue Formen dem Gebirge aufprägen.

*

*

Literaturverzeichnis

(Nur Albanien betreffende Arbeiten, die in diesem Aufsatz verwertet wurden)

1. Almagià, Tracce glaciali nelle montagne dell' Albania. Rev. Geogr. Ital. XXV. Firenze 1918.
2. Bourcart, Les confins Albanais administrés par la France (1916—1920). Revue de Géogr., t. X. Paris 1922.

3. Cvijić, Neue Ergebnisse über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. Mitt. Geogr. Ges. Wien, XLVII. Wien 1904.
4. Cvijić, L'époque glaciaire dans la péninsule Balkanique. Ann. d. géogr., XXVI. Paris 1917.
5. Dedidjer, Traces glaciaires en Albanie et en Nouvelle Serbie. La Géogr., XXXI. Paris 1916/17.
6. Gripp, Beiträge zur Geologie von Mazedonien. Abh. a. d. Geb. d. Auslandsk. Hamburg. Univers., B. 7, Reihe C, B. 3. Hamburg 1922.
7. Louis, Glazialmorphologische Beobachtungen im Albanischen Epirus. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. Jahrg. 1926.
8. Nopcsa, Aus Shala und Klementi. Zur Kunde der Balkanhalbinsel, Reis. u. Beob. H. 11. Sarajevo 1910.
9. Nowack, Morphogenetische Studien aus Albanien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. Jahrg. 1920.
10. Nowack, Reiseberichte aus Albanien I—IV. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. Jahrgang 1923 u. 1924.
11. Nowack, Geologische Forschungen in Albanien, I.—III. I. in Zeitschr. d. D. G. G., Mon.Ber., 75. Bd., Berlin 1923, II. u. III. in Centr.Bl. f. Min. usw., Jahrg. 1924 u. 1925.
12. Roth v. Telegd, Das albanisch-montenegrinische Grenzgebiet bei Plav; IV. Teil von Nowacks Beiträge zur Geologie von Albanien. Sond.B. I. des N. Jahrb. f. Min. usw. Stuttgart 1925.
13. Roth v. Telegd, Beiträge zur Geologie von Albanien. Die Gebirgsgegend südlich von Prizren. Földtani Intézet Evkönyve, XXVIII. Budapest 1927.

Bezüglich einer allgemeinen Orientierung über Albanien und Aussprache der albanischen Namen sei auf Louis: Landeskunde von Albanien (Pencks Geographische Abhandlungen, 2. R., H. 3, Stuttgart 1927) verwiesen.

Sammlung geologischer Führer

- Band XVIII: **Wiener Becken** (Teil III) von F. X. Schaffer. 1913. 166 S.
Mit 3 Abb., 6 Doppel- und 4 einf. Tafeln. Gebunden 8.70
- Band XIX: **Nordwest-Sachsen** von E. Krenkel. 1914. 202 S. Mit 16 Abb.
und 14 Tafeln. Gebunden 6.—
- Band XX: **Lausitz** von P. J. Beger. 1914. 319 S. Mit 21 Abb. u. 14 Taf.
Gebunden 9.—
- Band XXI: **Rhön** von H. Bücking. 1916. 262 S. Mit 46 Abb., 3 Tafeln
und 1 Karte. Gebunden 8.40
- Band XXII: **Westtiroler Zentralalpen** von W. Hammer. 1923. 150 S. Mit
22 Abb. und 3 Tafeln. Gebunden 4.50
- Band XXIII: **Helgoland** von O. Pratje. 1923. 128 S. Mit 8 Abb., 4 Karten
und 2 Profilen. Gebunden 4.—
- Band XXIV: **Allgäuer Alpen** von M. Richter. 1924. 224 S. Mit 80 Abb.
und 7 Tafeln. Gebunden 6.75
- Band XXV: **Ostpreußen I** (Allgemeiner Teil) von E. Kraus. 1924. 107 S.
Mit 30 Abb. Gebunden 4.20
- Band XXVI: **Salzburger Alpen** von E. Spengler. 1925. 152 S. Mit 17 Abb.
und 10 Tafeln. Gebunden 6.30
- Band XXVII: **Ostpreußen II** (Spezieller Teil) von E. Kraus. 1925. 226 S.
Mit 28 Abb. Gebunden 8.25
- Band XXVIII: **Hannoversches Bergland** von G. Frebold. 1925. 195 S.
Mit 37 Abb., 6 Tafeln und 1 Routenkarte. Gebunden 8.70
- Band XXIX/XXX: **Harz** von Dahlgrün-Erdmannsdorfer-Schriel.
Teil I: Oberharz und Brockengebiet. 1925. 228 S. Mit 51 Abb. im Text
und 6 Tafeln. Gebunden 12.60
Teil II: Unterharz und Kyffhäuser. 1925. 306 S. Mit 63 Abb. im Text
und 10 Tafeln. Gebunden 14.—
- Band XXXI: **Fichtelgebirge und Frankenwald** von A. Wurm. 1925. 223 S.
Mit 20 Abb. und 7 Tafeln. Gebunden 7.20
- Band XXXII: **Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von
Katschberg und Radstädter Tauern** von F. Heritsch. 1926. 156 S.
Mit 12 Abb. Gebunden 7.50
- Band XXXIII: **Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten** von
R. v. Klebelsberg. 1928. 327 S. Gebunden 14.—

Inhalt

Abhandlungen	Seite
H. K. E. Krueger: Gesteinskörper und Inlandeis Grönlands in ihrer gegenseitigen Beziehung und Auswirkung. (Mit Karte Tafel I und 15 Textfiguren)	1
Konrad Richter: Studien über fossile Gletscherstruktur. (Mit 7 Textfiguren und 6 Abbildungen)	33
H. Heß: Hintereisferner-Nachlese. (Mit 2 Profilvereihen)	47
H. Kinzl: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. (Mit 8 Abbildungen und 3 Kartenskizzen)	66
Ernst Nowack: Die diluvialen Vergletscherungsspuren in Albanien. (Mit 15 Fig. und 12 Abbildungen)	122
A. v. Reinhard: Über die Eiszeitspuren am Nordabhange des Kitschik-Alai. (Mit 1 Kartenskizze und 2 Profilen)	168
Mitteilungen	
Ostalpengletscher 1928. Berichte über die Gletschermessungen des D. u. Ö. Alpenvereins 1928	176
Ortlergruppe (R. Leutelt), S. 177. — Ötztaler Alpen (R. Leutelt, H. Hess, R. v. Srbik), S. 177. — Stubai Alpen (H. Kinzl), S. 183. — Zillertaler Alpen (N. Lichtenecker), S. 189. — Rieserfernergruppe (H. Rainer), S. 196. — Glocknergruppe (V. Paschinger, H. Kinzl), S. 196. — Sonnblickgruppe (H. Kinzl), S. 199. — Ankogl-Hochalmgruppe (W. Fresacher), S. 200. — Marmolata (K. Meusburger), S. 202.	
Der Gletscherkurs des D. u. Ö. Alpenvereins 1928 an der Pasterze (S. Finsterwalder)	203
Association pour l'étude du Quaternaire européen (P. Woldstedt)	204
Bemerkungen über tägliche periodische Schwankungen der Gletscherbewegung und ein Hilfsmittel zu ihrer Untersuchung (H. Kinzl)	205
Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen (R. v. Klebelsberg)	209
Verwall—Montafon, S. 209. — Stuibenbach (Ötztal), S. 210. — Stubai Kalkkögel, S. 211. — Arzthal bei Innsbruck, S. 211. — Mieslkopf bei Matrei (Brenner), S. 212. — Brenner, S. 212. — Ahrntal, S. 214.	
Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern (R. v. Klebelsberg)	218
Das Hochwasser Ende September 1927 in Tirol (H. Kinzl)	226
Über L. Koch's Grönlandforschungen (H. K. E. Krueger)	227
Sikussak-Eis, paläokrystisches Eis, Eisfuß, S. 227. — Jährliche Dauer der Schmelzprozesse an der Nordküste, S. 229. — Physikalische Voraussetzungen der Vereisung in Nordgrönland, S. 230. — Frühere Ausdehnung des Inlandeises, S. 234.	
Priestley's Klassifikation der antarktischen Eisbildungen in Anwendung auf die polaren Erscheinungen, besonders in Nordgrönland (H. K. E. Krueger)	236
K. Diwald's glazialmorphologische Forschungen und Anschauungen (R. v. Klebelsberg)	240
Nachträge zum Verzeichnis der pollenanalytischen Literatur (H. Gams)	244
Bibliographie	
Gletscher, Eis, Firn, Schnee (Rezert)	249
Quartäre Eiszeit	256
Klimatologie	280

Die »Zeitschrift für Gletscherkunde« erscheint pro Jahr in vier Heften, welche zusammen einen Band von rund 20 Druckbogen bilden. Bezugspreis 36 RM., für Mitarbeiter 27 RM.

Manuskripte (deutsch, englisch, französisch, italienisch), zur Besprechung bestimmte Bücher und Separatabdrücke sowie alle auf die Redaktion bezüglichen Anfragen und Mitteilungen sind an den Herausgeber Prof. Dr. R. v. Klebelsberg, Innsbruck, Universitätsstr. 4, zu senden, geschäftliche Mitteilungen an die Verlagsbuchhandlung Gebrüder Borntraeger in Berlin W 35, Schöneberger Ufer 12a.

Von Abhandlungen werden 50 Sonderabzüge ohne besondere Bestellung unentgeltlich, weitere Exemplare gegen Berechnung geliefert.