

Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel

von Priv. Doz. Dr. Herbert Louis, Berlin.

(mit einer Karte).

Einführung.

Schon 1884 hat Albrecht Penck entgegen der Meinung von Hochstetter, Toula u. a. nach gewissen Landschaftsschilderungen von Reisenden die Meinung vertreten, dass das Rilagebirge zur Eiszeit vergletschert gewesen sei. Aber erst 1896 folgte durch Begehungen von J. Cvijić (Publikation 1898) der Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme, und erst damit begann die Erforschung der eiszeitlichen Vergletscherung auf der Balkanhalbinsel. Es stellten sich dann im Laufe der Zeit durch die Arbeiten zahlreicher Forscher¹⁾ eine grosse Menge von weiteren Beobachtungen über alte Gletscherspuren ein, die sich über die ganze Halbinsel verteilen. Auch heute kennen wir noch nicht alle und kennen wir viele erst sehr flüchtig. Aber die Beobachtungen reichen aus, um einen ziemlich eingehenden Gesamtüberblick über die eiszeitliche Vergletscherung der Balkanhalbinsel zu erlangen. Für die Teilgebiete besitzen wir eine Reihe von Zusammenfassungen, so von Grund (1910) für Bosnien und Herzegowina, von Kayser (1932) für Montenegro, von Nowack (1929) für Albanien, von Maull (1921) für Mittel und Südgriechenland, von Cvijić (1904, 1908, 1917) besonders für die zentrale Balkanhalbinsel, von de Martonne (1906 — 07) und Kräutner (1929) für die Südkarpathen, welche das Ausmass der alten Vergletscherung in den verschiedenen Teilen der Halbinsel ziemlich leicht zu überschauen gestatten. Viel schwieriger ist es jedoch, einen Überblick über die klimatischen Bedingungen zu gewinnen, welchen die alten Gletscher ihre Entstehung verdanken.

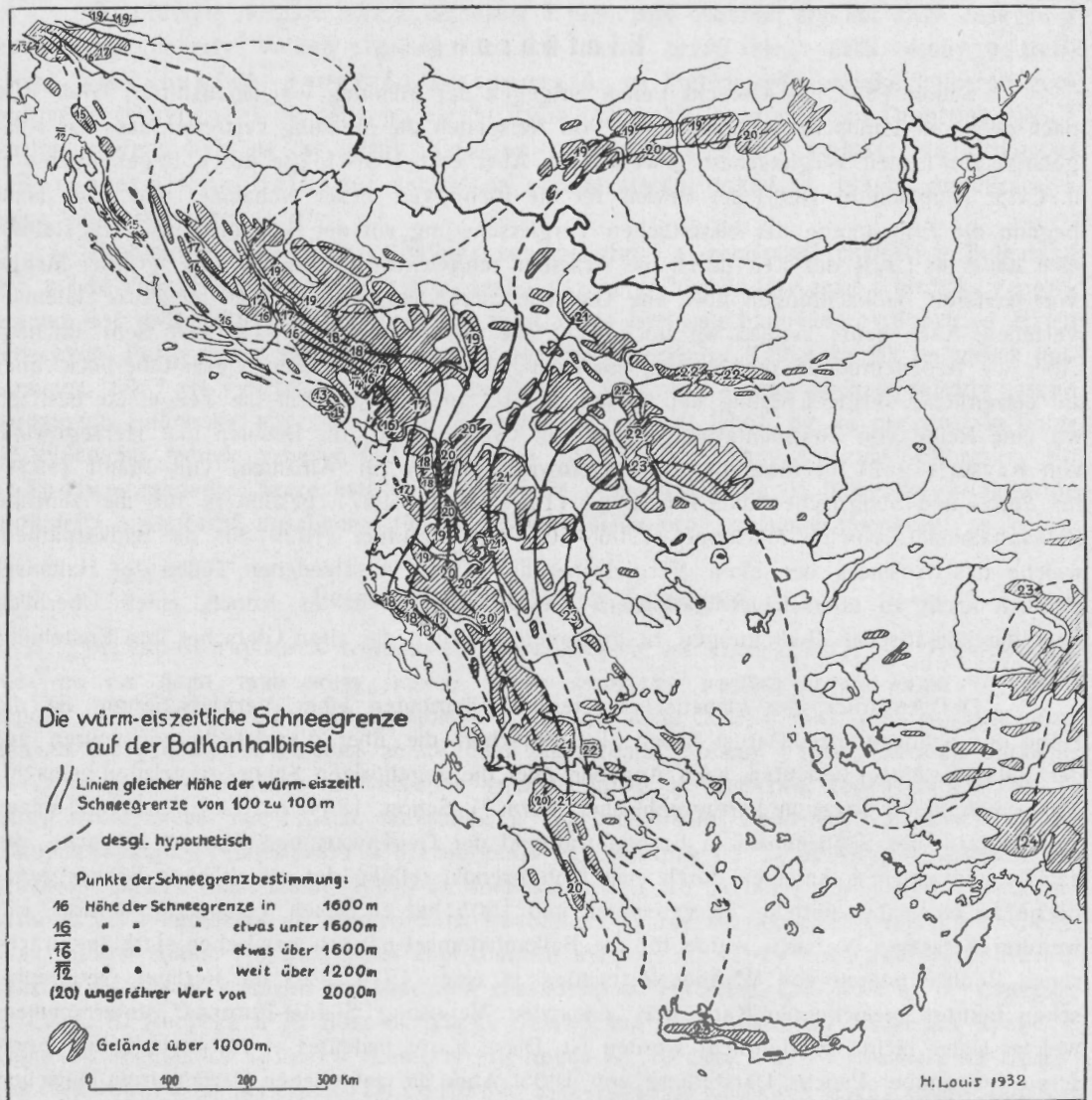
Der Ausdruck der klimatischen Gesamtbedingungen einer Vergletscherung ist die Höhe der Schneegrenze. Darum haben alle Forscher, die über Vergletscherungsspuren auf der Balkanhalbinsel berichten, auch Angaben über die zugehörigen Schneegrenzlagen gemacht, einige von ihnen sogar in kartographischer Form.²⁾ Schon 1884 hat A. Penck in seiner „Höhenkarte der Schneelinien in Europa während der Gegenwart und Eiszeit“ versucht, die damals vorhandenen Angaben durch eine Isohypsendarstellung der eiszeitlichen Schneegrenzfläche zu einem Gesamtbilde zu vereinigen und 1905 hat er diesen Versuch wiederholt. Ein weiterer derartiger Versuch wurde für die Balkanhalbinsel mit den inzwischen stark angewachsenen Beobachtungen von Walther Rettschlag in einer 1919 — 20 im Berliner Geographischen Institut gezeichneten Karte der „diluvialen Vereisung Südost-Europas“ unternommen, welche leider nicht veröffentlicht worden ist. Diese Karte bedeutet einen wesentlichen Fortschritt gegenüber Pencks Darstellung von 1905. Aber die zahlreichen glazialmorphologischen Beobachtungen, die nach dem Weltkriege aus den verschiedensten Teilen der Balkanhalbinsel veröffentlicht wurden, nötigen zu bedeutenden Abweichungen von Rettschlags Entwurf, so dass auch dieser heute als überholt anzusehen ist. Das gilt nicht allein für die Gebiete, in denen die Darstellung bei Rettschlag aus Mangel an Beobachtungen hypothetisch war. Stel-

¹⁾ Vergleiche das Literaturverzeichnis.

²⁾ Grund (1910), Maull (1921), Nowack (1929).

lenweise ergeben sich auch für jene, deren Vergletscherungspuren man seit langem kennt, aus der Verdichtung des Beobachtungsnetzes neue Gesichtspunkte.

Vergleicht man alle Schneegrenzbestimmungen der verschiedenen Autoren, so zeigen sich teilweise gutes Zusammenstimmen, zum Teil aber auch erhebliche Unstimmigkeiten. Verschiedene Forscher kommen im gleichen Gebiet manchmal zu recht verschiedenen Schneegrenzwerten oder derselbe Forscher ändert im Laufe der Zeit seine Anschauung, was namentlich von J. Cvijić gilt. Deswegen ist eine kritische Überprüfung aller Angaben nötig, um zu einem einheitlichen Gesamtbild zu gelangen, welches sich in Form einer Isohypsenkarte der eiszeitlichen Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel darstellen lässt (vgl. d. beigegebene Karte).



Kritik der klimatischen Schneegrenze.

Die Ursache der erwähnten Unstimmigkeiten liegt hauptsächlich darin, dass die verschiedenen Autoren nicht mit dem gleichen Schneegrenzbegriff gearbeitet haben. Dieser alte und viel erörterte Begriff erweist sich damit als nicht völlig einwandfrei fixiert. Die Durchführung unseres Themas ist aber nicht ohne einen eindeutigen und zugleich praktisch brauch-

baren Schneegrenzbegriff möglich. Daher muss versucht werden, einen solchen zu entwickeln natürlich mit möglichster Anlehnung an die bestehenden Formulierungen.

Vielfältige Erfahrung hat gelehrt, dass neben der Breitenlage eines Gebietes seine Massenentwicklung und die Menge der ihm zukommenden schneeigen Niederschläge, das heisst also der Abstand vom Feuchtigkeit spendenden Meere und die Tatsache, ob die Niederschlag bringenden Winde ungehinderten Zutritt haben oder ob sie durch Gebirgsbarrieren mehr oder minder abgeschirmt werden, den massgebenden Einfluss auf die Höhe der Schneegrenze ausüben. Diese wird mit anderen Worten in erster Linie durch Klima und Gross-Orographie bestimmt.

Sehr bedeutungsvoll ist aber auch, wie man seit langem weiss, die ganz lokale Konfiguration eines Gebietes. Sie begünstigt oder beeinträchtigt die Ansammlung und Konservierung von Schnee und Gletschereismassen und führt so zur Herabdrückung oder Heraufrückung der Schneegrenze. Man pflegt dies letztere unter Anlehnung an einen Gedanken von Fr. Ratzel¹⁾ als orographische Beeinflussung zu bezeichnen und spricht auch von „orographischer Schneegrenze“. Glücklicherweise sind diese Bezeichnungen nicht; denn man will mit ihnen lediglich auf Einflüsse der lokalen Orographie hindeuten, nicht aber auf die gleichfalls höchst wichtigen Auswirkungen der regionalen Orographie. Es wäre richtiger hier von lokaler Beeinflussung und realen Schneegrenzwerten zu sprechen, wie letzteres schon durch Kurowski²⁾ in seiner grundlegenden Arbeit getan wurde.

Die realen Schneegrenzwerte zeigen in jedem stärker modellierten, vergletscherten Gebirge erhebliche Höhenunterschiede. Für den grossräumigen Vergleich braucht man aber einen Wert, der von den Beeinflussungen der lokalen Orographie möglichst frei ist. Er wird etwa seit Ed. Richter³⁾ praktisch definiert als das Mittel zwischen den realen Schneegrenzwerten aller verschiedenen Expositionen gegen Besonnung und Niederschlagswinde und unter Ausschaltung von solchen Werten, die auf ganz lokale Sonderumstände zurückzuführen sind. Diesen Mittelwert nennt man die klimatische Schneegrenze. Auch diese Bezeichnung ist nicht treffend; denn auch jede reale Schneegrenze ist ja bedingt durch ein lokales Klima. Es wäre richtiger, von einem regionalen Schneegrenzwert oder von einem Vergleichswert der Schneegrenze zu sprechen, um anzudeuten, dass in ihm die allgemeinen Verhältnisse des Klimas und, wie wir gesehen haben, auch die Gross-Orographie zur Auswirkung kommen. Die Bezeichnung klimatische Schneegrenze ist freilich so eingebürgert, dass sie wohl kaum mehr aufgegeben werden wird. Diese Erörterung hat auch nicht den Zweck, um Worte zu streiten. Sie ist nötig, weil hinter der einwandfreien praktischen Definition der klimatischen Schneegrenze noch eine theoretische Vorstellung von der „klimatischen Schneegrenze“ steht, welche nicht haltbar ist und durch ihr Bestehen Unklarheiten, darunter einen Teil der unstimuligen Schneegrenzbestimmungen auf der Balkanhalbinsel, veranlasst hat. Sie beruht auf folgendem, bei Kurowski (L. c. S. 120 f) ausgesprochenem Gedanken: Da der Wert der „klimatischen Schneegrenze“ das Mittel aus allen Expositionen darstellt, so bringt er die Verhältnisse einer gedachten, von aller speziellen Exposition freien, also horizontalen und daher auch jeder lokalen orographischen Beeinflussung entzogenen Fläche zum Ausdruck. Er ist also, wenigstens im Idealfall seinem Namen entsprechend eine rein klimatische Grösse. Diese Schlussweise und die auf ihr beruhende Vorstellung über das Wesen der „klimatischen

¹⁾ Ratzel, Friedrich: Zur Kritik der natürlichen Schneegrenze, Leopoldina 1886. S. 212.

²⁾ Kurowski, Ludwig: Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. Geogr. Abh. Bd. V. H. 1, Wien u. Olmütz 1891, S. 131. Ähnlich denkt bereits 1847 J. Durocher, welcher bezüglich der Schneegrenze „causes générales“ und „causes accidentelles“ unterschieden wissen möchte. (Etudes sur la limite des neiges perpétuelles. Annales de Chimie et de Phys. Paris 1847)

³⁾ Richter, Eduard. Schneegrenze und Firnfleckenregion, Mitt. d. D. Ö. Alpen-Vereins, 1887.

Schneegrenze“ ist aber unrichtig. Darauf haben mich meine Studien im Rilagebirge nachdrücklich hingewiesen.

Dort gibt es im oberen Beli Isker Gebiet (Vgl. Louis 1930 S. 84 ff, 104 ff) um den Nalbant ausgedehnte Plateauflächen in 2350 bis 2500 m Höhe, die zur Eiszeit nur zum Teil Gletscher nährten und von den bewegten Eis- oder Firnmassen abgenutzt wurden, während andere Teile höchstens eine dünne ruhende Verfirnung trugen, so dass dort die Verwitterungsdecke nicht weggeführt wurde. Die lokale reale Schneegrenze bestimmt sich danach hier auf 2400 m. In die Plateauflächen sind nun randlich Kare eingefressen und zwar auch auf der Südseite. Aus den südseitigen Karen haben Gletscher bis 2140 m und tiefer herab gereicht, ihre reale Schneegrenze hat bei 2300 m gelegen, 100 m tiefer als auf den grossen Plateauflächen über ihnen.

Das heisst: Selbst südexponierte Talwurzeln sind der Gletscherentwicklung günstiger als Plateauflächen. Diese haben stets hohe Windgeschwindigkeiten. Fallender Schnee wird über sie fortgetrieben, eine Schneedecke unterliegt besonders starker Verdunstung. Plateauflächen zeigen also nicht Verhältnisse, die dem Mittel zwischen verschiedenen exponierten Hängen nahekommen und daher als frei von lokal-orographischen Einflüssen bezeichnet werden könnten, sondern sie sind der Gletscherentwicklung ausgesprochen ungünstig. Diese Regel gilt allgemein, das zeigen Riesengebirge, Schwarzwald und viele andere Gebirge. Ihre Gipfelhochflächen tragen eine mächtige Verwitterungsdecke. Sie waren zur Eiszeit nur dünn verfirnt, während die am Hochflächenrande wurzelnden Talanfänge selbst sonenseitig ansehnliche Gletscher bargen.

Nach diesen Feststellungen erweist sich der Gedanke einer von lokal-orographischer Beeinflussung freien „klimatischen Schneegrenze“ überhaupt als wirklichkeitsfremd und unfruchtbar. Aber auch die an sich mögliche Idee, die realen Schneegrenzlagen grösserer horizontaler Flächen zum regionalen Vergleichswert der Schneegrenze zu erheben, ist nicht empfehlenswert; denn erstens sind geeignete Vorkommen selten, und zweitens kennzeichnen sie ganz einseitig extreme Verhältnisse.

Aus allgemeinen Erwägungen sind vielmehr als Vergleichswerte der Schneegrenze diejenigen am geeignetsten, welche für eine mittlere lokal-orographische Begünstigung gelten, weil eine solche in der Natur durchschnittlich am häufigsten verwirklicht ist und weil bei solchem Vorgehen die Abweichungen extremer realer Schneegrenzwerte vom regionalen Vergleichswert am kleinsten bleiben. So führt diese Ueberlegung wieder auf die praktische Regel der Mittelbildung zwischen den realen Schneegrenzhöhen süd- und nordseitiger, west- und ostseitiger, möglichst kleiner Hanggletscher zurück. Und zwar wird man gerade mässige Muldenformen, die der Vergletscherung eine gewisse Begünstigung bieten und die ja auch in Gestalt flacher Kare so häufig vorkommen, zur Ableitung eines Vergleichswertes der Schneegrenze ins Auge fassen und nicht ungeschützte Hangteile oder Plateauflächen.

Für unser Beispiel, das Rilagebirge, ergibt sich danach die eiszeitliche klimatische Schneegrenze zu etwas über 2200 m Höhe. Sie kann dort unter keinen Umständen als reale Schneegrenze auf einer horizontalen Fläche dieser Höhe angesehen werden. Sie ist vielmehr theoretisch nichts anderes als derjenige reale eiszeitliche Schneegrenzwert des Gebietes, der einer mittleren, will sagen mässigen, lokal-orographischen Begünstigung in mittlerer, d. h. weder extrem sonenseitiger noch extrem schattseitiger, Exposition entspricht.

Diese Definition bringt lediglich den Sinn des seit Ed. Richter (l. c.) geübten praktischen Verfahrens zur Auffindung der klimatischen Schneegrenze zum Ausdruck. Sie wird nunmehr an die Stelle von Kurowskis Definition (l. c. S. 120—121) zu setzen sein, da die Idee einer von lokal-orographischer Beeinflussung freien Schneegrenze sich als wirklichkeitsfremd, bzw. zur praktischen Bestimmung von Vergleichsschneegrenzen ungeeignet, erweist.

Wenn weiterhin von klimatischen Schneegrenzen gesprochen wird, so geschieht es immer in diesem Sinne.

Eine Reihe von Forschern hat, wenn auch ohne ausdrücklichen Hinweis, seit jeher so verfahren. Andere haben mehr das Ideal der Schneegrenze auf horizontaler Fläche im Auge gehabt und erhielten dadurch naturgemäss von den ersten abweichende Werte. Wieder andere haben lediglich reale Schneegrenzwerte und zwar namentlich extrem tiefe aufgesucht. Es wird sich zeigen, dass alle Unstimmigkeiten zwischen den verschiedenen Autoren verschwinden, sobald man ihre Beobachtungen einheitlich auf den oben entwickelten Begriff der klimatischen Schneegrenze bezieht.

Selbstverständlich müssen Schneegrenzlagen, welche miteinander verglichen werden sollen, auch zeitlich definiert sein. Von vielen ehemaligen Gletschern der Balkanhalbinsel kennt man mehrere Endmoränenkomplexe. Meist handelt es sich dabei zweifellos um Stadien der letzten Vergletscherung. In einigen Fällen scheinen aber die äussersten Moränenvorkommen, nach ihrem Verwitterungszustande zu urteilen, zu einer älteren Vergletscherung zu gehören. Diese Darstellung will lediglich die Schneegrenze des Maximums der letzten (Würm-) Eiszeit ins Auge fassen. Sie sucht daher überall die Schneegrenzlagen festzustellen, welche sich für die einzelnen Gletscher auf Grund der äussersten Jungendmoränen ergeben und die zugleich die deutlichsten zu sein pflegen. Die fraglichen Altmoränen werden ausser Betracht gelassen. Doch sei hervorgehoben, dass auch bei ihrer Berücksichtigung sich keine sehr wesentliche Tieferlegung der Schneegrenze (nirgends mehr als 100 m) ergeben würde.

Südost-Rand der Alpen.

Um unsere Vorstellung von der Höhenlage der würmeiszeitlichen Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel möglichst gut zu fundieren, beziehen wir auch die Ränder der Nachbargebiete, soweit in ihnen einschlägige Angaben zu erlangen sind, mit in unsere Betrachtung ein und beginnen diese deshalb am Südostrande der Alpen.

Wo die Gebirge Innerösterreichs gegen das Pannonische Becken sich öffnen, da begegnen die letzten Spuren eiszeitlicher Vergletscherung (N. Krebs 1928 Bd. II S. 211, 214) in Form kleiner Kare mit nord- und ostseitiger Exposition auf Pack- und Kor- und Sau-Alpe an Gipfeln, welche zwischen 2080 und 2180 m Höhe erreichen. Allen niedrigeren fehlen Spuren glazialer Bearbeitung. Um den fast 2400 m messenden Zirbitzkogel in den Seethaler Alpen aber nehmen sie bereits recht ansehnliche Ausmasse an. Wir schätzen danach die Höhe der eiszeitlichen klimatischen Schneegrenze für dies Gebiet auf 1900 m. Wir verkennen nicht, dass einzelne der nord-ostseitig exponierten alten Gletscher ihren Bestand einer tieferen Schneegrenze verdanken (A. Penck 1909 S. 1096, 1134). Aber es handelt sich dabei um Werte erheblicher orographischer Begünstigung. Die Tatsache, dass nirgends mehr Gletscherspuren auftreten, sobald die durch geräumige Quellmulden gegliederten Kämme der Steirischen Randgebirge unter 2000 m sinken, verbietet, die klimatische Schneegrenze tiefer als bei 1900 m Höhe anzunehmen. Ein ähnlicher, wohl etwas niedrigerer Wert lässt sich in den Ostkarawanken am Obir und Petzen ableiten.

Wesentlich tiefere Werte erhalten wir jedoch, sobald wir uns auf die niederschlagsreiche Aussenseite des Alpengebirges begeben. R. Lucerna (1906) hat die Steiner Alpen sehr gründlich auf ihre eiszeitlichen Gletscher hin untersucht und hat auch eine schöne Karte der Steiner Alpen zur Eizeit 1:75000 gegeben. Diese zeigt, dass die Hochregion grosse Talgletscher entsandte, die zum Teil auf unter 600 m herabreichten. Der kleinste selbständige Gletscher war der unter 1 qkm grosse Grohat Gletscher im Nordosten der Gebirgsgruppe. Er wurzelt an der Nordseite der 2000 m übersteigenden Raduha und reichte bis etwa 1420 m herab. Seine Schneegrenze ist danach bei etwa 1700 m Höhe zu suchen.

In Anbetracht der Nordexposition dieses Gletschers muss die klimatische Schneegrenze hier wohl noch etwas höher gelegen haben. Tiefer muss sie dagegen im Süden und Westen der Gruppe gewesen sein, wo noch 1700 m hohe Gipfel nach Lucerna zum Nährgebiet der Gletscher gehörten. Aber die weiten 1500 bis über 1600 m hohen welligen Plateauflächen des Polanski rob waren nicht mehr vergletschert, deshalb kann die klimatische Schneegrenze hier nicht unter 1600 m gesucht werden.

Im Gegensatz zu dieser Betrachtung errechnet Lucerna S. 43 einen tieferen Schneegrenzwert von nur 1500 m. Er will Kurowski's Methode der Schneegrenzbestimmung durch die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche für die ja verschwundenen eiszeitlichen Gletscher nachbilden. Deswegen bestimmt er die mittlere Höhe aller alten Gletscherböden und erhöht den gefundenen Wert (1424 m) entsprechend der von Ed. Brückner¹⁾ angegebenen Überlegung, um die mittlere Dicke der Gesamtvergletscherung, für die er den vielleicht etwas knappen Wert von 80 m annimmt. Das Verfahren, die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche durch Addition der mittleren Gletscherdicke zur mittleren Höhe des Gletscherbodens zu gewinnen, ist aber, was Brückner freilich nicht zum Ausdruck bringt, nur unter der Voraussetzung zulässig, dass die Gletscherdicke nicht systematisch verteilte Unterschiede aufweist, dass mit anderen Worten Nähr- und Zehrgebiet durchschnittlich als gleich dick angenommen werden können. In vielen Fällen wird das mit genügender Annäherung zutreffen. In unserem Gebiet aber ist diese Voraussetzung zweifellos nicht erfüllt. Wie auch aus Lucernas Kartendarstellung hervorgeht, waren die in die engen Täler hinabsteigenden Zungen der grossen Talgletscher sicherlich mehrere hundert Meter dick, nicht aber ihre Firnfelder. Solche Gletscher verdanken ihre Grösse zum guten Teil dem durch die Orographie bedingten Aufstau ihrer Oberfläche im Zungengebiet, durch welchen grosse Teile der Zungenoberfläche zum Nährgebiet werden trotz verhältnismässig hoch liegender Schneegrenze. Diesen Verhältnissen trägt Lucernas Addition einer mittleren Gletscherdicke zur mittleren Höhe des Gletscherbodens nicht Rechnung, daher führt sie zu einem zu niedrigen Schneegrenzwert.

Wandern wir von den Steiner Alpen westwärts, so kommen wir in den Julischen Alpen zu einem ganz aussergewöhnlich niederschlagsreichen Gebiet, und hier hat Ed. Brückner (1909 S. 1015 f) die eiszeitliche Schneegrenze sehr sicher auf nur 1300 bis 1350 m Höhe bestimmen können. Das deutet auf grosse Niederschlagssummen auch schon zur Eiszeit.

Dinarische Länder.

Südöstlich von diesen Fixpunkten liegt in Krain und Kroatien ein Gebiet, das glazialmorphologisch noch nicht näher erforscht ist. Wir wissen durch Krebs (1907 S. 29 f), dass der Monte Maggiore in Istrien zur Eiszeit nicht vergletschert war. Zwischen dem 1396 m hohen Hauptgipfel und dem 1328 m hohen Nebengipfel liegt um 1200 m hoch eine grosse Mulde. Da diese keinen Gletscher barg, so ist die eiszeitliche Schneegrenze hier jedenfalls über 1200 m zu suchen, wahrscheinlich lag sie bedeutend darüber. Denn an dem benachbarten 1796 m hohen Krainer Schneeberg hat Krebs (1924 S. 59) nur mässige Spuren eiszeitlicher Vergletscherung beobachtet. Immerhin treten sie sogar an der Südseite auf und lassen in Anbetracht der Steilheit des Berges die klimatische Schneegrenze ziemlich tief unter dem Gipfel in schätzungsweise 1500 m Höhe vermuten. Kaum höher scheint sie im Vellebit gelegen zu haben. Dort hat K. Kayser nach freundlicher mündlicher Mitteilung um den Vaganjski Vrh (1758 m.) und Sv. Brdo (1753 m.) schon vom Morlakka Kanal aus, d. h. auf der Südwestseite mit ziemlicher Sicherheit Kare erkannt.

Zahlreiche Beobachtungen stehen für Bosnien und die Herzegovina zur Verfügung, vor allem durch die Forschungen von A. Grund (1902 I, II, 1910). Grund hat 1910 auch

¹⁾ Penck — Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter Bd. II S. 545.

eine Karte der eiszeitlichen Schneegrenzhöhen seines Arbeitsgebietes gegeben. Aber diese ist für die vorliegende Arbeit nicht ohne weiteres verwendbar; denn Grund hat nicht versucht, die „klimatische Schneegrenze“ aufzufinden, sondern er will überall die realen lokalen Schneegrenzwerte darstellen, wodurch er naturgemäss ein sehr unruhiges Gesamtbild erhält. Dieses zeichnet sich durch punktweise auftretende, abnorm niedrige Werte von z. B. nur 1200 m Höhe in der Prenj Planina und Čabolja aus. Wenn man näher zusieht, so handelt es sich in den betreffenden Fällen um sehr grosse Gletscher, die von plateauartigen Flächen ausgehend in tiefe enge Täler hinabstiegen, die sie viele Hunderte von Metern erfüllten, also um ähnliche, aber noch extremere Verhältnisse, als Lucerna sie in den Steiner Alpen vorfand. Und Grund hat wie dieser Kurowski's Methode der Schneegrenzbestimmung angewandt (1910 S. 93, 135). Leider gibt er nicht an, wie er die Gletscherdicke in seinen Rechnungen veranschlagte. Nach einer Probemessung am Udbar- und Biela-Gletscher der Prenj Planina gewinne ich den Eindruck, dass auch er eine „mittlere Gletscherdicke“ einsetzte und nicht der Tatsache des ungewöhnlichen Aufstaus der Gletscheroberfläche in den engen Tälern Rechnung trug. Er erhielt dadurch für die betreffenden Gletscher einen viel zu niedrigen Schneegrenzwert. Dies geht z. B. für den Biela Gletscher aus folgendem klar hervor: An der linken Talflanke des Biela Gletschers verzeichnet Grund die letzten schon fraglich erscheinenden geringen Vergletscherungsspuren an der Ostseite der 1655 m hohen Ploca. Das 1400 bis 1550 m hohe Plateau der Bjelašnica, das von der 1887 m erreichenden Vranovina überragt wird, war nicht mehr vergletschert. Solche Verhältnisse sind mit einer Höhe der Schneegrenze von 1200 oder 1300 m nicht vereinbar. Wir wählen zu deren Bestimmung einen kleinen Gletscher, z. B. den an der Nordostseite des 1843 m hohen Kamenac. Seine Würmmoränen liegen nach Grund in 1420 m, seine Schneegrenze bei etwa 1600 m. In Anbetracht dessen, dass wir es hier mit einem ausgesprochen schattseitigen Gletscher zu tun haben, suchen wir die klimatische Schneegrenze etwas höher bei etwa 1700 m. Wir kommen damit zu einem Wert, der vollkommen dem der Grundschen Schneegrenzkarte (S. 134) entspricht, wenn man aus dieser jene seltsamen lokalen Vertiefungen hinweg denkt, die er in den Gebieten mit grösseren Talgletschern einzeichnen zu müssen glaubte, mit anderen Worten, wenn man die von extremer lokaler Begünstigung herrührenden Schneegrenzwerte weglässt.

Zum gleichen Ergebnis führt unsere Betrachtung auch in allen übrigen Teilen von Grunds Arbeitsgebiet, und die Beobachtungen der anderen Forscher fügen sich ebenfalls zwanglos in dieses Bild ein:

Das weithin über 1600 m aufragende Gebiet der Dinara war nach Grund (1902, II 137—140) im allgemeinen unvergletschert, nur die 1800 bzw. 1900 m übersteigenden Gipfel z. B. des Gnjat und Triglav nährten auf ihren Schattseiten Gletscher. Der 1700 bis 1850 m hohe Kamm der Kamešnica südwestlich von Livno war wiederum unvergletschert. Danach kann man die klimatische Schneegrenze in den Dinarischen Alpen nicht unter 1600 bis 1700 m Höhe suchen. Dies stimmt vortrefflich zu neueren Beobachtungen von Josip Roglić (1931 S. 49 ff), der kleine nordostexponierte Kare in der Biokovo Planina bei Makarska in der Nachbarschaft des 1762 m erreichenden Sv. Jure erwähnt. Hier dürfte die klimatische Schneegrenze bei 1600 m gelegen haben.

An der unteren Narenta dehnt sich niederes Land und erst 50 km landeinwärts bei Mostar ragen hohe Gebirge auf. Von diesen hat Grund (1910. S. 125 ff) die Velez Planina genauer untersucht. Unter ihren mächtigen Nordwänden haben zur Eiszeit grosse Gletscher gelegen, deren Schneegrenze Grund zu etwa 1400 m Höhe ermittelt. Der kleinste von ihnen, der an der Nordostseite der 1766 m hohen Kavčina wurzelte, hat seine Moränen nach abwärts bis 1300 m Höhe vorschieben können, woraus Grund für ihn auf eine Schneegrenze von 1500 m Höhe schliesst. In Anbetracht dessen, dass auch dieser Gletscher ausgesprochen

schattseitig liegt und dass die ganze Südabdachung des Gebirges unvergletschert war, müssen wir die klimatische Schneegrenze höher, etwa bei 1600 m Höhe suchen. Ähnlich scheinen die Verhältnisse in der benachbarten Čabolja Planina zu liegen, doch sind hier Grunds Beobachtungen (1910 S. 128) weniger eingehend. Jedenfalls aber zeigt sich, dass die 1600 m Isohypse der Schneegrenzfläche im unteren Narentagebiet der Orographie entsprechend weit nach Osten ausbiegt.

Landeinwärts von den küstennächsten Hochgebirgen steigt die eiszeitliche Schneegrenze, wie seit langem bekannt ist, an (Penck, 1900, S. 133—136, 159—164, 173—178). Am Šator findet Grund (1902 I) die Schneegrenze der nordexponierten Gletscher in 1560 m Höhe. Wir können die klimatische entsprechend seiner eigenen Karte bei 1700 m annehmen. In der Čvrstnica kommt Grund (1910 S. 98 ff.) zu einem Mittelwert von etwa 1700 m, welchem ich beipflichte. Und ebenso hoch haben wir ihn oben, entgegen Grunds Berechnung, für die benachbarte Prenj Planina gefunden.

Noch weiter im Osten liegen Vratnica und Bjelašnica. In der 2100 m überliegenden Vratnica liegen nach Grund (1910 S. 130 ff) die niedrigsten Kare an Gipfeln von 1850 bis 1950 m (Matorac, Vitruša, Štit) in reiner Nordexposition. Südseitige Gletscherspuren fehlen den Gebirgen überhaupt. Danach kann man die klimatische Schneegrenze kaum unter 1900 m Höhe annehmen. Ebenso liegen die Verhältnisse in der Bjelašnica. Ihr mit mehr als 10 qkm Fläche auf über 1800 m Höhe aufragendes Gipfelplateau war nicht vergletschert. Nur der 2067 m hohe Hauptgipfel sandte an der Nordseite einen Gletscher bis 1680 m hinab. Das lässt auf eine klimatische Schneegrenze von etwa 1900 m Höhe schliessen.

Reiches Beobachtungsmaterial liegt über Montenegro vor, besonders von Cvijić, Hassert, Vinassa de Regny, Sawicki, Milojević, Šobajić und neuestens von K. Kayser. Aber nicht alle diese Arbeiten sind für unsere Aufgabe gleich wertvoll. Cvijić hat viele Schneegrenzbestimmungen gemacht. Aber er konnte noch nicht die schönen neuen jugoslavischen Spezialkarten verwenden und nahm deswegen die Höhen der vergletschert gewesenen Gebirge wiederholt unrichtig an, meistens zu niedrig. Ausserdem führt er seine Schneegrenzbestimmungen stets an den grössten, orographisch meist stark begünstigten Gletschern eines Gebiets aus, anstatt an den kleinsten, die eine viele sicherere Bestimmung zulassen. Endlich hat Cvijić gerade in seinen letzten Arbeiten (1908, 1917) verschiedentlich Angaben über unwahrscheinlich tiefe und recht zweifelhafte Moränenvorkommen gemacht und hat diese für seine Schneegrenzbestimmungen benutzt. So kommt er zu viel zu niedrigen Schneegrenzwerten, die eine weit grössere eiszeitliche Vergletscherung bewirkt haben müssten als tatsächlich nachweisbar ist. K. Kayser hat seine Angaben wie auch die der übrigen Autoren kritisch verarbeitet und hat gerade die Frage der eiszeitlichen Schneegrenze für Montenegro sorgfältig diskutiert, so dass wir seine Ergebnisse übernehmen können.

Eine Tatsache verdient hier besondere Beachtung. Wie schon Cvijić bemerkt hat, finden sich in Montenegro mehrfach talauswärts von den tiefsten gut erhaltenen Moränenwällen verschwommene aber dennoch sichere Moränenhaufen, die den ersten gegenüber den Eindruck von Altmoränen machen. Es ist vorläufig nicht zu entscheiden, ob die Altmoränen nur einem älteren Stadium der letzten Vergletscherung entsprechen oder ob sie einer früheren Eiszeit entstammen. Nach Kayser würde eine Schneegrenzbestimmung mit Hilfe der „Altmoränen“ jeweils einen um 50 bis 100 m tieferen Wert liefern als eine auf den Jungmoränen beruhende. Unsere Darstellung gilt der würmeiszeitlichen Schneegrenze. Um eine Vermengung mit Spuren älterer Vereisungen auf jeden Fall zu vermeiden, gründen wir unsere Schneegrenzbestimmungen in diesen Fällen auf die tiefsten unzweifelhaften Jungmoränen. Unter dieser Voraussetzung erhalten wir folgendes Bild.

Grunds eingehende Untersuchungen an der Westseite des Orjen (1910 S. 121 ff) führen in Übereinstimmung mit Pencks Berechnung (1900) zu Schneegrenzhöhen von um

1400 m. Cvijić (1904 S. 160 ff) und besonders Sawicki (1911) haben die grossartige Vergletscherung auf der Ostseite des Gebirges kennen gelehrt, wo sich Schneegrenzwerte von nur 1200 m Höhe ergeben. Danach wird man die klimatische Schneegrenze nicht wesentlich über 1300 m annehmen können. Cvijić's Beobachtungen am Lovćen (1904 S. 163) ergeben ungefähr das gleiche. Dieser ausserordentlich niedrige Wert befindet sich wie jener der Julischen Alpen an einer Stelle, an der die heutigen Niederschläge besonders hoch sind. Das ist also augenscheinlich zur Eiszeit ebenso gewesen.

Begeben wir uns landeinwärts, so steigt die eiszeitliche Schneegrenze zunächst nur langsam an. Zwischen 1400 und 1450 m sucht sie K. Kayser (1932 S. 272) im Gradjanica-gebiet südöstlich von Nikšić. Erst am Rande des nordmontenegrinischen Hochlandes hebt sie sich stärker empor. In der südöstlichen Lukavica findet Kayser sie (1932 S. 256) in 1600 bis 1650 m, in der nordöstlichen Lukavica und Sinjavina um 1700 m Höhe (S. 258). Im Durmitor endlich sieht er sie auf über 1800 m ansteigen (S. 269 f), und ähnlich hoch schätzt er sie mit guten Gründen nach den Angaben von Milojević (1922) in der benachbarten Volujak—Maglić Gruppe. Das steht in guter Übereinstimmung mit unseren Berechnungen für die Bjelašnica.

Albanien.

Eine schöne Zusammenfassung über die diluvialen Vergletscherungsspuren verdanken wir für Albanien Ernst Nowack (1929). Auch Nowack hat die Frage der diluvialen Schneegrenze mit grosser Sorgfalt diskutiert. Er hat seine Ergebnisse in einem Kärtchen niedergelegt (S. 163). Seinen Schneegrenzbestimmungen, deren Beobachtungsgrundlagen ich grösstenteils aus eigener Anschauung kenne, schliesse ich mich fast überall an. Sie scheinen, sei es aus Vorsicht oder deswegen, weil der Gedanke einer von orographischer Beeinflussung freien klimatischen Schneegrenze Nowack vorschwebt, öfters etwas hoch gegriffen. In diesen Fällen halte ich mich mit Rücksicht auf die oben stehende Definition der klimatischen Schneegrenze und auf die Einheitlichkeit dieser Darstellung an die untere Grenze des von Nowack angegebenen Schätzungsspielraums.

Im östlichen Teil der Nordalbanischen Alpen im Schiefergebiet von Plav gibt Roth von Telegd (1925 S. 482 u. Karte) neben vielen anderen Glazialsuren als tiefste Kare an dem nur 1800 bis 1860 m hohen Südteil der Kobiljača drei südexponierte Kare von nur 1600 bis 1700 m Bodenhöhe an. Danach kann die klimatische Schneegrenze in dieser Region wohl nicht über 1700 m gesucht werden. Das stimmt gut zu den Werten in der benachbarten Sinjavina. Es stimmt aber auch zu dem erstaunlich niedrigen Schneegrenzwert, der sich weiter landeinwärts am Kopaonick ergibt. Nach R. Nikolić und N. Krebs (1922 S. 152) liegen dort zwei nordseitige kleine Kare an Gipfeln, die nach der neuen jugoslawischen Spezialkarte niedriger sind, als man vorher annahm. Sie sind nämlich nur 2017 und 1915 m hoch. Danach kann man die klimatische Schneegrenze der Eiszeit am Kopaonick nicht über 1900 m hoch annehmen. Der Dringolf beeinflusst also die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze noch über 150 km weit landeinwärts.

Im westlichen Teil der Nordalbanischen Alpen dürfte die Schneegrenze mit Sicherheit niedriger gelegen haben als im Osten. Doch fehlt es hier noch an Spezialbeobachtungen in den niederen Vorgipfeln des Gebirges. Immerhin scheint nach der Darstellung der österreichisch ungarischen Spezialaufnahme der nur 1724 m hohe Veleçik in Kastrati an seiner Nordseite ein ansehnliches Kar aufzuweisen. Wir vermuten danach die eiszeitliche Schneegrenze hier bei etwa 1600 m Höhe.

Südlich des Drin tragen die höheren der inneralbanischen Gebirgsstöcke sämtlich bescheidene Spuren einstiger Vergletscherung. Wir suchen mit Nowack die eiszeitliche Schnee-

grenze an der Munela in 1800 m Höhe, eher etwas tiefer; in der Neshda e Lurës (oder Kunora e Lurës) in dem Malii Dejës, dem Ml. i Olomanit, dem Ml. i Lopës und der schon südlich des Shkumbi gelegenen Fadja e Madhë in 1850 m Höhe und sehen sie dann im Gur i Topit und Tomor auf 1900 m ansteigen.

Aus den westlichen Randketten sind in Nordalbanien keine Glazialspuren bekannt. Nowack hat auf den 1800 m überragenden Höhen des Mali me Grope und Shën Noy in der Breite von Tirana keine Kare gefunden. Aber der 1706 m hohe Ml. i Liquenit (zu deutsch: Seeberg) im Skanderbeg-Gebirge östlich Kruja, welcher den Seewinden besser exponiert ist als jene, könnte seinem Namen nach und nach der Darstellung der österreichisch-ungarischen Spezialaufnahme ein kleines Kar beherbergen. Jedenfalls dürfte die eiszeitliche Schneegrenze in diesem Gebiet nicht weit von 1700 m Höhe zu suchen sein.

Sichere Marken der eiszeitlichen Schneegrenzhöhe sind im albanischen Epirus zu finden. Die Hauptgipfel der Akrokeraunischen Kette Çika und Kjørë entsandten kleine Gletscher, die auf eine Schneegrenzhöhe von etwa 1800 m schliessen lassen, und die gleichen Werte ergeben sich auch weiter südwärts an der Maj' e Lucës und der Murgana für die küstennächste Hochgebirgskette. Landeinwärts steigt die Schneegrenze an. Immerhin bleibt sie im Gribagebirge nach Nowack noch unter 1900 m. Im Lunxheriëgebirge liegt sie bei 1850, in der Nëmërçka bei 1900¹⁾ in der Ostravica und im Gramosgebirge wohl bei etwas über 2000 m. Eine Reihe von Vergletscherungsspuren findet sich endlich längs der albanischen Ostgrenze. Sie enthalten zugleich ein sehr interessantes Problem. Nowack bespricht (1929 S. 142, 143) ausführlich die Dürtigkeit der Vergletscherungsspuren an den beiden sehr hohen Gebirgen Koritnik (2384 m) und Djalica e Lumës (2484) und kommt zu dem für Albanien ganz ungewöhnlich hohen diluvialen Schneegrenzwert von 2300 m. An der Realität einer sehr hohen Schneegrenzlage ist hier nicht zu zweifeln, wenn man auch vielleicht die Verhältnisse des Koritnik noch mit einer Schneegrenze von 2200 m verträglich halten und die Djalica wegen ihrer allseitigen Steilheit ausser Betracht lassen kann. Aber ich kann Nowack nicht beipflichten in der Meinung, dass dieser hohe Wert regionale Bedeutung habe. Denn in naher Nachbarschaft treten ausgezeichnete Kare in sehr viel tieferer Lage auf, welche Nowack augenscheinlich entgangen sind ebenso wie mein Hinweis auf diese Verhältnisse (Louis 1927 S. 148). Zwischen Djalica e Lumës und Korab dehnen sich weite zerschnittene Rumpfflächen von 1900 bis 2100 m Höhe. Hier sitzen mit etwa 1900 m hohen

¹⁾ Bezüglich der klimatischen Schneegrenze in der Nëmërçka stimme ich mit Nowack durchaus überein. Aber im übrigen sind die sehr eigenartigen Glazialerscheinungen des Gebirges von uns beiden (Louis 1926 S. 402 ff; Nowack 1829 S. 155 bis 160) etwas verschieden aufgefasst worden. Ich glaubte zeigen zu können, dass die grossen Unterschiede im Ausmass der Vergletscherung, welche innerhalb des Gebirges auftreten, nicht klimatisch (durch Lage der Schneegrenze und Exposition) erklärbar sind und schloss auf präglaziale Reliefunterschiede als Ursachen der Verschiedenheit der Glazialformen. Nowack hält meine Annahme einer kräftigen präglazialen Zerschneidung im Südostviertel der Nëmërçka für unbegründet und versucht, die Erscheinungen doch rein durch Höhen- und Expositionsunterschiede innerhalb des Gebirges zu erklären. Dabei polemisiert er (S. 156 f) unter Hinweis auf die Himmelsrichtungen gegen meine Ausführungen über die Sonnseitigkeit bzw. Schattseitigkeit gewisser Kare, welche m. E. erst durch die Einwirkung des präglazialen Reliefs verständlich werden. Diese Ausführungen möchte ich dennoch aufrecht erhalten; denn nicht Nord- und Südexposition sondern etwa Nordost- und Südwest-Exposition stellen nach vielfältiger Erfahrung auf der Nordhalbkugel die eigentlichen Schatten- bzw. Sonnenlagen bezüglich des Gletscherphänomens dar. Dementsprechend sind auch allgemein die lokal-klimatischen Unterschiede der Nëmërçka- Südwest- und Nordostseite so bedeutend, dass man hier entschieden eine Sonn- und Schattenseite unterscheiden muss; dieser Gegensatz erleichtert ausserordentlich das Verständnis ihrer Glazialerscheinungen. Dass jedoch deren Eigenheiten rein im Sinne Nowacks durch Höhen- und Expositionsunterschiede erklärbar sind, scheint mir nicht möglich. Aber seine Darlegungen, besonders auch der Hinweis auf ähnliche Verhältnisse am Tomor, haben mich davon überzeugt, dass diese Faktoren stärker mitsprechen als ich 1926 glaubte.

Böden geräumige Kare sowohl im Gebiet der Teja als (entgegen Nowack's Äusserung S. 145) am Kalabak als bei Ploshtan. Dies ist auch aus der ausgezeichneten Geländedarstellung der neuen jugoslawischen Karte 1:100.000, die hier auf albanisches Gebiet übergreift, deutlich zu entnehmen. Und es stimmt durchaus zu den Beobachtungen von Cvijić (1917 S. 207 ff) und Nikolić (1912) am Scharadagh, die man an Hand der neuen Karten weit besser verfolgen kann als vorher. Cvijić glaubt (S. 212) die würmeiszeitliche Schneegrenze des grössten orographisch stark begünstigten Gletschers im Scharadagh auf nur 1785 m berechnen zu können. Die kleinen Kargletscher ergeben wesentlich höhere Werte. Aber jedenfalls ist es nicht möglich, die würmeiszeitliche klimatische Schneegrenze in diesem Gebiet höher als bei 2000 m anzusetzen. Eher liegt sie darunter. Auch die oben beschriebenen Verhältnisse des Kopaonik (vgl. S. 35) sprechen dafür. Trotzdem bestehen natürlich die Beobachtungen am Koritnik und an der Djalica e Lumës zu Recht. Es ergibt sich daraus nunmehr wohl mit Sicherheit, was ich vor sechs Jahren nur vermuten konnte, dass Djalica e Lumës und Koritnik ein Gebiet ganz junger starker Heraushebung sind, dass in ihnen gewissermassen die durch die Vergletscherung eingravierten Höhenmarken der Schneegrenze um wenigstens 200 m emporgetragen wurden. Die 2000 m tiefe überaus enge Lumaschlucht, die zwischen beiden Gebirgen durchschneidet, ist ein weiterer Beweis auf starke Hebung bis in die jüngste Zeit.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass noch an zwei anderen Stellen in Albanien die Anordnung der Glazialspuren auf postglaziale Krustenbewegungen hindeutet. Die eine wird von Nowack (1929 S. 153 f) beschrieben. Im südlichen Teil des Gribagebirges (Alban. Epirus) treten Kare noch an Höhen von unter 1900 m auf. Dem nördlichen Gebirgsabschnitt dagegen mangeln Glazialspuren völlig, obgleich er bis auf 1978 m empor steigt. Die geologischen Verhältnisse lassen hier eine postglaziale Hebung von über 100 m als wahrscheinlich erscheinen. Die andere Stelle ist das Gebiet der 2000 m hohen Zepë in Merdita. In ihrer Nachbarschaft ist die eiszeitliche Schneegrenze durch Beobachtungen an der Munela und Neshda e Lurës auf 1800 bis 1850 m festgelegt. Über diese Höhe ragen die mässig geneigten Osthänge der Zepë mit zusammenhängenden Flächen von über 1 qkm Grösse auf, also wohl wesentlich mehr als Nowack bei seiner Beschreibung des Zepë Gebietes (1929 S. 133) annimmt. Trotzdem konnten wir hier keine Glazialspuren erkennen. Ihr Fehlen in so bedeutenden Höhen ist recht merkwürdig und legt den Gedanken an eine postglaziale relative Hebung des Gebietes um 50 bis 100 m nahe. Derartige Hinweise auf ganz junge Krustenbewegungen werden sich wohl mit der zunehmenden Erforschung der Glazialerscheinungen auf der Balkanhalbinsel noch vermehren, und es müsste lohnend sein, ihnen im einzelnen durch Spezialforschungen näher nachzugehen. Eine wesentliche Beeinträchtigung des Gesamtbildes der würmeiszeitlichen klimatischen Schneegrenze durch seitherige Krustenbewegungen braucht man aber nicht zu befürchten; denn merkliche Störungen können in ihm erst auftreten, wenn relative Vertikalbewegungen von über 100 m vorhanden sind. Und derartiges ist bei der Kürze der verflorenen Zeit in dem von uns betrachteten Raum, in dem weithin noch Reste miozäner Flachreliefs nachgewiesen sind, nur ausnahmsweise zu gewärtigen. Die Schneegrenzwerte der Zepë und des nördlichen Gribagebirges würden in unserer Karte noch nicht sehr stark aus dem Gesamtbilde heraus fallen, die des Koritnik und der Djalica e Lumës allerdings vollständig.

Nowack glaubt (S. 145), auch im Korab die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze auf 2250—2300 m ansetzen zu sollen. Aber hier liegen tatsächlich noch nicht genügend Beobachtungen vor. Möglich dass ähnliche Verhältnisse walten wie an der Djalica e Lumës. Nach den grossartigen Glazialformen der Ostseite — Smiljanić (1929) gibt im Tanuša Tal-moränen in nur 1000 m Höhe an — glaube ich aber, dass wesentlich der steile Abbruch zum Becken von Debr, der für Schneeansammlungen sehr ungünstig ist, das Zurücktreten der Vergletscherungsspuren auf der Westseite des Gebirges verursacht, welches Nowack zu seiner Annahme veranlasste.

Im Jablanicagebirge kann nach den Angaben von Dedijer (1917 s. 327 ff) die eiszeitliche Schneegrenze in etwa 1900 m angesetzt werden. In den Hochgebirgen südlich Skoplje und im Peristeri ist sie nach den Forschungen von Oestreich (besonders 1902 S. 22 ff), Gripp (1921, 1922) und vor allem von P. S. Jovanović (1928) bei 1900 bzw. 2000 m anzunehmen¹).

Griechische Halbinsel.

Im griechischen Epirus haben die Hochgipfel des Pindus zur Eiszeit zweifellos Gletscher getragen. Aber es fehlen noch spezielle Untersuchungen, welche verlässliche Bestimmungen der entsprechenden Schneegrenzen erlauben. Nach der Geländedarstellung der neuen griechischen Karte 1:100.000 kann man z. B. westlich Florina die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze bei etwa 2000 m vermuten. In Mittelgriechenland und im Peloponnes hat O. Maull (1921) den einschlägigen Fragen besondere Aufmerksamkeit gewidmet und auch ein Kärtchen der eiszeitlichen Schneegrenzhöhen (S. 120) gegeben. Seine Schneegrenzbestimmungen beruhen auf der Bestimmung von mittleren Karhöhen. Dies Verfahren muss heute als weniger zuverlässig gelten, da wir wissen, dass Kare und Karhorizonte sich oft an präglaziale Hangverflachungen und Relieftreppungen knüpfen. Im rein nordexponierten Velitsatale des Parnass ist nach Maull (S. 87 ff) unter den 2400 bis 2450 m hohen Hauptgipfeln der eiszeitliche Gletscher nur bis 1950 m nach abwärts gestiegen. Danach ist seine Schneegrenze kaum unter 2200 m, die klimatische Schneegrenze des Gebietes aber eher über 2200 m zu suchen. Maull erhält als mittlere Höhe seines unteren Karhorizontes 2125 m. Im Chelmosgebiet beschreibt Maull (S. 58 f) Moränen in 1900 bzw. 1940 m Höhe in Nord- bzw. Nordwestexposition unter 2300 m hohen Gipfeln. Danach wäre die klimatische Schneegrenze hier eher über als unter 2100 m Höhe anzunehmen, wofür auch die Tatsache spricht, dass Maull in der östlich benachbarten 2375 m erreichenden Ziria sichere Gletscherspuren nicht mehr feststellen konnte. Die mittlere Höhe der Karböden aber bestimmt Maull im Chelmosgebiet auf nur 2060 bis 2080 m. Aus diesen Erwägungen scheint es mir richtig zu sein, Maulls Schneegrenzbestimmungen zur Erreichung der Vergleichbarkeit mit den übrigen Teilen der Balkanhalbinsel etwas zu erhöhen. Ich nehme sie an in der Giona zu 2100 m (Maull 2050 bis 2100 m), Parnass 2200 m (Maull 2125), Chelmos über 2100 (Maull 2060—2080), Taygetos 2000 (Maull 1950—1975). Zweifellos geht aus Maulls Untersuchungen, die auch die Vardussia und die Ziria berührt haben, hervor, dass das Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze von Westen nach Osten sich von den dinarischen Ländern und Albanien auch in die griechische Halbinsel hinein fortsetzt.

Dieses Ergebnis wird durch die Verhältnisse am Olymp und auf Kreta bestätigt. Leider ist der Olymp noch nicht eingehend glazialmorphologisch untersucht. Lediglich das Vorhandensein namhafter Glazialspuren ist besonders durch Cvijić (1918) festgestellt. Aber die ausgezeichnete topographische Spezialaufnahme, die neuerdings durch Marcel Kurz ausgeführt wurde (1923), verhilft zusammen mit den beigegebenen Abbildungen zu einer angenäherten Vorstellung. Die Tafel S. 208 gewährt einen ausgezeichneten Eindruck von der Südadachung der Hochregion, welcher mich stark an die entsprechende Seite des Pirin erinnert. Über einem Verebnungsniveau von 2300 m Höhe erheben sich rundliche Gipfel auf 2600 und 2800 m. Kare sind nicht vorhanden. Sanfte Grashänge führen von den Gipfeln

¹) Dedijer und Jovanović beschreiben im Jablanica bzw. Jakupica Gebirge sehr tief herabreichende Moränen und errechnen danach sehr tiefe Schneegrenzwerte (1600—1700 m). Selbst wenn alle ihre Beobachtungen sicher sind, wird man die klimatische Schneegrenze der letzten Eiszeit in beiden Gebirgen auf etwa 1900 m veranschlagen müssen; denn Kare gibt es in beiden Gebirgen nur an Gipfeln von über 2000 m Höhe. Die auffallend tiefen Moränenvorkommen sind anscheinend hier ebenso wie in manchen anderen Gebirgen durch lokale Sonderumstände zu erklären.

herab. Aber in den breiten Hochtalmulden des Odas zeigt sich das unruhige Kleinrelief, das für den Boden ehemaliger Firnfelder bzw. flacher Gletscher charakteristisch ist, hier Abscheuerung des Untergrundes, dort moränenartige Anhäufungen andeutend. Wie beim Pirin ist der Anblick der Nordseite, die auf der Tafel S. 80 oben dargestellt ist, ein völlig anderer. Das tiefe Trogtal Megali Kazania, dessen Wurzel von den Wänden der 2900 m erreichenden Hauptgipfel umrahmt wird, lässt bis 1700 m hinab mit Sicherheit Rundhöcker erkennen. Wahrscheinlich hat der alte Gletscher aber den Punkt 1196 der Karte erreicht und sich dort mit einem Mikri Kazania Gletscher vereinigt. Denn der am Fusse des Kristaki nach abwärts zum Punkt 1196 ziehende Rücken macht auf dem Bild wie auf der Karte den Eindruck eines linken Ufermoränenwalles des alten Mikri Kazania Gletschers. Im ganzen zeigt sich eine äusserst auffällige Ähnlichkeit sowohl in der Höhe und in der allgemeinen Formung wie speziell auch im Ausmass der eiszeitlichen Vergletscherung zwischen Olymp und Pirin. Danach glaube ich mich berechtigt, die Höhe der eiszeitlichen klimatischen Schneegrenze im Olymp auf 2300 m anzusetzen, d. h. auf den gleichen Wert, auf den die sorgfältige Erwägung der Beobachtungen im Pirin geführt hat (Louis 1930 S. 106 f). Eher könnte sie im Olymp ein wenig höher liegen; denn dessen südseitige Gletscherspuren sind weniger deutlich als die des Pirin. Es zeigt sich also, dass das Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze von West nach Ost auf der griechischen Halbinsel bis zur Ostküste anhält.

Dies bestätigen auch Creutzburg's Forschungen (1928 S. 24) in Kreta. Auf keinem der dortigen Hochgebirge sind Spuren ehemaliger Gletscher erkennbar, trotzdem sie gerade im Westen in den Weissen Bergen 2470 m Höhe erreichen. Danach wird man die eiszeitliche Schneegrenze hier jedenfalls nicht unter 2300 m Höhe ansetzen können. Dies zwingt zu der Annahme, dass die Isohypsen der eiszeitlichen Schneegrenze am Südeinde des Peloponnes nur wenig der Küstenlinie folgend gegen Osten ausbiegen, dass sie im wesentlichen weiter nach Süden laufen. Es legt die Vermutung nahe, dass sie etwa in der Breite von Kreta endlich nach Westen umbiegen, um das theoretisch notwendige stärkere Ansteigen der Schneegrenze gegen den grossen Trockengürtel der Erde einzuleiten. Dieses Ergebnis bleibt auch dann bestehen, wenn man mit der Möglichkeit rechnet, dass die kretischen Hochgebirge in der Postglazialzeit um einige hundert Meter gehoben worden sein könnten. Wenn die Schneegrenzlينien an der Südspitze des Peloponnes ganz nach Osten in die Ägäis einbögen, dann müsste die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze auf Kreta niedriger gewesen sein als am Taygetos, und das ist nach den vorliegenden Verhältnissen, selbst wenn man postglaziale Hebungen von mehreren hundert Metern in Kreta für möglich hält, ganz unwahrscheinlich.

Südkarpaten.

Weniger zahlreich als auf der Westseite sind die Gebiete mit Spuren eiszeitlicher Vergletscherung auf der östlichen Hälfte der Balkanhalbinsel. Aber sie sind ziemlich eingehend untersucht und bieten daher für die Frage nach der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze sichere Anhaltspunkte. Verschiedene Autoren brachten Kunde von Vergletscherungsspuren der Südkarpaten. Am ausführlichsten ist die Darstellung durch de Martonne (1906—07), welcher das ganze Gebiet vom Banatergebirge bis in die Gegend von Buzau und Fokschani untersucht hat und neuerdings die von Krätner (1929). Die eiszeitliche Schneegrenze hat danach in dem ganzen weiten Raum nahe bei 1900 m gelegen (S. 272). Es fehlt das starke Gefälle der Schneegrenzfläche, das an der adriatisch-jonischen Küste so charakteristisch ist. Indessen kann es naturgemäss nicht Null sein. De Martonne hat sich hierzu nicht geäussert. Für unsere Aufgabe einer kartographischen Darstellung ist es aber wichtig, die Richtung eines wenn auch schwachen Gefälles der Schneegrenzfläche zu ermitteln, und dies ist mit Hilfe von de Martonne's und anderer Angaben und der Spezialkarten möglich.

Im Retiezat Gebiet treten der Karte nach die niedrigsten Kare nordseitig an Gipfeln von 2000 m Höhe auf (z. B. Verangutul). Die von de Martonne beschriebenen Kare liegen sämtlich an Gipfeln von 2100 m und darüber. An solchen gibt es Kare auch schon in anderer, selbst südlicher Exposition. Hiernach und nach der Höhe der niedrigsten Endmoränen bestimmen P. Lehmann, L. Loczy und de Martonne (1906—7 S. 256 f) die eiszeitliche Schneegrenze auf 1900 m. Ganz gleich liegen die Verhältnisse an dem 2061 m hohen Surian nördlich der Paringu Gruppe, wo de Martonne ein nordseitiges Kar mit Endmoränen in 1800 m Höhe beschreibt (S. 261).

Weniger leicht ist die Schneegrenzbestimmung am Paringu, wo zwar die grossen, orographisch stark begünstigten Gletscher gut untersucht sind, weniger aber die kleinen, die die sicherste Schneegrenzbestimmung erlauben würden. Cvijić fasst (1908 S. 14 ff) nur den tiefsten Moränenwall des grössten (Jietu) Gletschers ins Auge und kommt damit auf einen Schneegrenzwert von 1700 m. De Martonne dagegen erhält (S. 260) nach Höfers Verfahren einen mittleren Wert von 1950 m, also einen etwas höheren als am Retiezat. Ferner berichtet Behrmann (1919 S. 44), dass das oberste Sădu Tal, das in 2000 m Höhe wurzelt, noch rein fluviatile Formen zeigt, während das in 2100 m Höhe beginnende obere Gilort Tal einen winzigen eiszeitlichen Gletscher barg. Ganz entsprechend schildert de Martonne (S. 261) die 2100 m übersteigenden Hauptgipfel Balota und Orsu der dem Paringu östlich benachbarten Căpățîna Kette. Hier gibt es nur Spuren kleiner eiszeitlicher Schneefelder und ein einziges kleines Kar. Wenn man sich vergegenwärtigt, dass im Retiezat und Surian Gebiet die Berge von 2100 m allenthalben recht ansehnliche und nicht nur auf die Schattseiten beschränkte Vergletscherungsspuren tragen, und dass schon die Zweitausender dort nordseitige Kare aufweisen, so wird man mit einem Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze vom Retiezat und Surian nach Süden rechnen müssen und wird sie im Paringu-Căpățîna Gebiet bei 1950 bis 2000 m Höhe suchen.

Für die Hochgebirge östlich des Alt-Durchbruchs liegen leider keine Beobachtungen über kleine ehemalige Gletscher und niedrigste Kare vor. Die grossen Talgletscher der Fogarascher Alpen streckten ihre Zungen in enge tiefe Talschluchten hinab. De Martonne verfolgte die Spuren des Arpasu Mare Gletschers bis 1200 m. Sicher waren diese Gletscher durch die Orographie stark begünstigt. Zwei von ihnen, der Capra Gletscher und der Buda Gletscher reichten auf der Südabdachung des Gebirges bis 1300 bzw. 1400 m hinab. Der an ihnen nach Höfers Verfahren ermittelte Schneegrenzwert von 1900 m dürfte in Anbetracht der orographischen Begünstigung bei ungünstiger Exposition von der klimatischen Schneegrenze nicht weit entfernt sein.

Etwas höher hat diese augenscheinlich im Bucegi Gebiet, also wiederum weiter südlich, gelegen. Dort scheint de Martonne (S. 271 f) die tiefsten Moränen nicht kennen gelernt zu haben. Behrmann (1919 S. 43 f) und Wachner (1929) beschreiben die tiefste Moräne des vom 2500 m hohen Omu nach Süden führenden Jalomița Tales in 1670 m Höhe. Stellt man hier die gleiche Überlegung an wie beim Capra- und Buda- Gletscher der Fogarascher Alpen, so kommt man auf eine klimatische Schneegrenze von über 2000 m, jedenfalls auf einen höheren Wert als in den Fogarascher Alpen. Beide Gebirge sind fast gleich hoch. Die Glazialformen aber sind in den Fogarascher Alpen entschieden grossartiger. Das spricht für die Richtigkeit dieses Ergebnisses. Es zeigt sich also, dass wir in den Südkarpaten mit einem sanften Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze nach Süden zu rechnen haben.

Östliche Balkanhalbinsel.

Der ganze Balkanbogen war nach Cvijić's Forschungen (1904 S. 173 ff) frei von eiszeitlichen Gletschern. Wohl aber hat er am 2186 m hohen Midžur bei Pirot, am 2200 m hohen Vežen und am 2370 m hohen Jumrukčal Spuren alter Firnflächen gefunden, welche

zeigen, dass die Schneegrenze in der Nähe lag. Danach wird man die eiszeitliche Schneegrenze am Midžur nicht unter 2100 m, am Jumrukčal nicht unter 2200 m ansetzen dürfen. Letzterer Wert gilt auch für die 2286 m hohe Vitoša bei Sofia, welche sicher Firnflücke, aber wohl keinen Gletscher getragen hat.

Im Rila und Pirin Gebirge habe ich selbst die Vergletscherungsspuren näher untersucht (1930 besonders S. 103 ff). In beiden Gebirgen ergeben sich sehr grosse, 500 m erreichende Höhenunterschiede der lokalen Schneegrenzwerte je nach dem, ob man es mit grossen oder kleinen, nord- oder südseitigen, geschützt oder ungeschützt liegenden Gletschern zu tun hat. Flache Hochplateaus erweisen sich dabei als für die Gletscherbildung noch viel ungünstiger als südexponierte Talanfänge, welche randlich in sie eingeschnitten sind. Die Verhältnisse erinnern damit an jene, welche Grund in den Gebirgen der Herzegovina fand (vgl. oben S. 32). Eine nach Grund's Idee gezeichnete Karte der realen eiszeitlichen Schneegrenze würde hier ein mindestens ebenso kompliziertes Bild ergeben, wie es Grund für die Dinarischen Länder erhielt. Cvijić hat (1908 S. 10 f und 1917 S. 193) für das Rila Gebirge den tiefsten aller lokalen Schneegrenzwerte von 1930 m, der an dem am meisten orographisch begünstigten Gletscher ermittelt wurde, als charakteristischen Wert der eiszeitlichen Schneegrenze angenommen. Diesem Vorgange kann ich nicht folgen, sondern wähle vielmehr ein Mittel aus den lokalen Schneegrenzwerten; und zwar jenes, welches zwischen den Werten für schattseitige und sonnseitige kleine Gletscher von mässiger orographischer Begünstigung liegt. So komme ich auf die Höhe von etwas über 2200 m. Die gleichen Erwägungen führen für den Pirin auf einen etwas höheren Wert von rund 2300 m (1930 S. 106/7).

Die Betrachtung der östlichen Balkanhalbinsel lehrt somit, dass die eiszeitliche Schneegrenze nicht nur von Westen her, sondern auch von Norden her gegen die Ägäis anstieg.

West-Kleinasien.

Eine wertvolle Erweiterung unserer Vorstellungen geben die Beobachtungen aus Westkleinasien. A. Philippson (1904, S. 264, 1913, S. 73 ff.) J. Cvijić (1908, S. 31 ff.) und W. Penck (1918, S. 39) haben den mysischen Olymp untersucht. Der 2400—2500 m hohe Rücken des Olymp weist nur an seiner Nordseite eine Reihe von Karen von 2100—2300 m Bodenhöhe auf. Die untersten Moränen liegen 1900—2000 m hoch. Danach schätzen wir die Schneegrenze dieser nordseitigen Gletscher in Übereinstimmung mit Philippson und Cvijić auf 2200—2250 m. Die klimatische Schneegrenze des Gebietes ist natürlich höher, wohl mindestens in 2300 m Höhe zu suchen.

Weiter südlich hat Philippson weithin keine sicheren Glazialspuren mehr entdecken können. Dem 2300 m hohen Murad Dag bei Uschak fehlen sie ebenso wie dem 2300—2500 m hohen Buda-Chonas Dag bei Denislü (1913 S. 115, 1914 S. 97, 103). Lediglich die höchsten der mehr gegen die Küste vorgeschobenen Gebirge, der mysische Ak Dag (2168 m) und Egrigös Dag (2085 m) bei Simav und der lydische Bos Dag (2129 m) bei Alaschehir zeigen Erscheinungen, die möglicherweise auf eiszeitliche Verfirnung zurückzuführen sind (1910 S. 71, 1913 S. 64).

Erst vom lykischen Taurus sind wieder sichere Spuren ehemaliger Vergletscherungen bekannt. Philippson hat (1915 S. 114) an der Nordseite des von ihm auf 2500 m Höhe geschätzten Sandras Dag drei Kare gesehen. W. Penck erwähnt (1918 S. 93) in den 3000 m übersteigenden Ketten westlich Adalia vereinzelte Kare. Der Einzelbeobachtung eines Kares bei Buldur in nur 1700 m Höhe (S. 87) möchte ich, ohne die Beobachtung anzuzweifeln, keine Bedeutung beimessen, da die Höhenangabe der benutzten Karte um viele hundert Meter falsch sein kann.

Aus diesen wenigen Angaben ist zu entnehmen, dass die eiszeitliche Schneegrenze im westlichen Kleinasien recht hoch, im lykischen Taurus wohl in 2400—2500 m Höhe zu

suchen ist. Möglicherweise deuten Philippons Beobachtungen aus Lydien und Mysien ein geringes Gefälle der Schneegrenzfläche gegen die nördliche Ägäis als Niederschlagsspenderin an. Diese Vermutung ist in der von mir gezeichneten Karte mit allem Vorbehalt zur Darstellung gebracht, indem die 2300 m Isohypse der eiszeitlichen Schneegrenze vom Pirin kommend eine weite Ausbuchtung längs der kleinasiatischen Westküste nach Süden erhält, ehe sie zu dem gesicherten Wert am mysischen Olymp geführt wird.

Kartenbild und Ergebnisse.

Betrachten wir zum Schluss das Kartenbild, welches auf Grund sämtlicher Einzelangaben entworfen worden ist, so ergibt sich folgendes: Die Höhenlage der würmeiszeitlichen klimatischen Schneegrenze weist auf der Balkanhalbinsel ausserordentliche Unterschiede auf. Sie schwankt zwischen 1300 m am Orjen und 2300 m im Pirin und Olymp, also um volle 1000 m auf nur 400 km Entfernung. Das Gefälle der gedachten Schneegrenzfläche richtet sich jedoch nicht, wie man zunächst denken könnte, vornehmlich polwärts. Nur in dem Raume nördlich der innerbosnischen Gebirge und nördlich der Rhodopenregion ist dies der Fall. In allen anderen Teilen tritt der Einfluss der geographischen Breite auf die Lage der Schneegrenzfläche ganz zurück. Deren Isohypsen passen sich vielmehr in auffälliger Weise der Verteilung von Wasser und Land und der Gross-Orographie an, freilich nicht in symmetrischer Form.

Längs der ganzen adriatischen Küste der Balkanhalbinsel richtet sich das Gefälle der Schneegrenzfläche, wie man schon seit längerem weiss, vom Binnenlande zu Meer. Hier führt der stärkste auf der Halbinsel überhaupt auftretende Gradient von 10‰ etwa vom Durmitor gegen Nikšić, also gerade entgegengesetzt dem Breiteneinfluss von Norden nach Süden. Das Minimum der Schneegrenzhöhe ist jedoch sicher nicht weit draussen auf der Adria zu suchen, sondern hart am Rande der küstennächsten Hochketten; denn überall am italienischen Gegengestade erweist sich die eiszeitliche Schneegrenze höher als auf der balkanischen Seite¹⁾. Das Minimum der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze liegt asymmetrisch zum Becken der Adria.

Andere Verhältnisse herrschen auf der Ostseite der griechischen Halbinsel, dort gibt es kein Gefälle der eiszeitlichen Schneegrenze zum Meere hin. Das „adriatische“ Ostwestgefälle der Schneegrenzfläche ist vielmehr durch die Verhältnisse im Pirin, Olymp und Parnass bis dicht an die Küste der Ägäis nachweisbar. Es muss also über der westlichen Ägäis mit einem Maximum der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze gerechnet werden.

Daraus ist zu erkennen, dass eine stark einseitige Niederschlagsverteilung, hervorgerufen durch vorherrschend westliche Niederschlagswinde hier den massgebenden Einfluss auf die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze ausgeübt hat. Es stellt sich also das gleiche Ergebnis heraus, das ich früher bei einer entsprechenden, aber viel extensiveren Bearbeitung des Westens der Vereinigten Staaten von Amerika erhalten habe.²⁾

Die Niederschlagsverteilung ergibt sich im einzelnen aus der wechselseitigen Einwirkung zwischen den Niederschlagswinden und dem Relief. So tritt gerade da, wo der Verlauf der Schneegrenz-Isohypsen auf der Karte durch zahlreiche Bestimmungspunkte gut festgelegt ist, der Einfluss der Orographie sehr stark hervor. Die krainer Einwalmung in der Gebirgsumrahmung der Adria macht sich in einem deutlichen Ausbiegen der Schneegrenz-Isohypsen gegen Osten geltend. Wie weit dieses geht, bleibt allerdings wegen des Mangels hochaufragender Gebirge im pannonischen Becken, welche die eiszeitliche Schneegrenze zu bestimmen gestatten, unsicher. Sehr klar bildet sich der einspringende Winkel des Dringolfes in den

¹⁾ Vergl. z. B. Klebelsberg, R. v.: Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. Z. f. Gletscherkde. Bd. 18, 1930, S. 141—169, Bd. 20, 1932, S. 52—65.

²⁾ Louis, H. Die Verbreitung von Glazialformen im Westen der Vereinigten Staaten (m. Karte) Zt. f. Geomorphologie, Bd. 2, 1927, S. 221—235, bes. S. 231.

Linien bis zu mehr als 100 km Küstenabstand ab und ebenso der ausspringende der hochaufragenden Ketten des Albanischen Epirus.¹⁾ Diese Tatsachen waren für mich auch da, wo die Bestimmungspunkte der eiszeitlichen Schneegrenze selten werden, bei der Zeichnung der Linien leitend, so im pannonischen Becken, zwischen Peloponnes und Kreta und in West-Kleinasien, wo die Linienführung, wie oben (S. 41) ausgeführt, Philippons Vermutungen zum Ausdruck bringen will.

Die tiefsten Werte der eiszeitlichen Schneegrenze fanden wir in Friaul und um die Bocche di Cataro, also in jenen windfangenden Einbuchtungen der adriatischen Gebirgsumrahmung, wo heute auch die Niederschlagsmaxima des ganzen Gebietes auftreten. Die höchsten befinden sich längs der griechischen Ostküste, mithin in dem heute trockensten Bereich der Balkanhalbinsel. Die eiszeitliche Schneegrenze harmoniert auch sonst durchaus mit der heutigen Niederschlagsverteilung. Dies beweist, dass die eiszeitliche Niederschlagsverteilung der heutigen ähnlich gewesen sein muss. Daher sehe ich auch keine Nötigung, mit Maul²⁾ aus dem Ostwärts-Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze an der griechischen Ostküste auf die wärmeiszeitliche Existenz des „Mittelägäischen Festlandes“ zu schliessen. Eine der heutigen entsprechende eiszeitliche Niederschlagsverteilung genügt, um das Verhalten der Schneegrenze zu erklären. Philippons Beobachtungen in West-Kleinasien deuten gerade auf ein Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze von der Westküste gegen das Innere und sprechen damit für das wärmeiszeitliche Vorhandensein der Ägäis. Eine endgültige Lösung dieses Problems hat die genaue glazialmorphologische Durchforschung von West-Kleinasien zur Voraussetzung, welche noch aussteht.

Die Grösse der Depression der wärmeiszeitlichen Schneegrenze gegenüber der heutigen ist leider nicht mit Sicherheit anzugeben, da wahrscheinlich kaum ein Gipfel der Balkanhalbinsel die heutige klimatische Schneegrenze überragt. Allerdings gibt es, besonders in den montenegrinischen Hochgebirgen, den nordalbanischen Alpen und im Korab, manches perennierende Schneefeld, welches andeutet, dass die klimatische Schneegrenze nicht fern ist. Läge sie in den nordalbanischen Alpen in 2500 m Höhe, so müssten diese an einigen geschützten Stellen entschieden schon Gletscher tragen, was aber nicht der Fall ist. Da die eiszeitliche Schneegrenze hier auf 1700 m zu veranschlagen war, so beträgt ihre Depression gegenüber der heutigen jedenfalls über 800 m, ich schätze sie auf etwa 1000 m. Das kann ohne merkliche Temperaturniedrigung lediglich durch Niederschlagssteigerung in dem schon heute überaus niederschlagsreichen Gebiet nicht erklärt werden.

Kein einziges der balkanischen Gebirge hat 1000 m hoch über die eiszeitliche Schneegrenze aufgeragt. Deshalb ist das Ausmass der Vergletscherung auch überall ein verhältnismässig bescheidenes gewesen. Immerhin ist es manchenorts zur Ausbildung ansehnlicher Talgletscher gekommen, im grossen und ganzen dort, wo die Gebirge die eiszeitliche klimatische Schneegrenze um mehr als 500 m überragten, so besonders in der Prenj-Planina, dem Orjen, den montenegrinischen Hochgebirgen, den nordalbanischen Alpen, dem Korab, Schardag, Olymp, Pirin, Rila und Südkarpaten.

Die Engmaschigkeit der Schneegrenzbestimmungen hat es in einigen Fällen ermöglicht, aus Unregelmässigkeiten der Schneegrenze auf postglaziale Krustenbewegungen zu schliessen. Sehr wahrscheinlich haben solche den Nordteil des Gribagebirges im albanischen Epirus um über 100 m gehoben. Eine nacheiszeitliche Heraushebung des Koritnik und der Djalica e Lumës in Nordostalbanien im Betrage von mindestens 200 m ist wohl mit Sicherheit anzunehmen.

¹⁾ Durch ein Versehen sind in der Karte etwas zu hohe Schneegrenzwerte für Schardagh, Jakupica, Jablanica und Peristeri stehen geblieben. Nach Verbesserung (Schardagh 19 +, Jakupica 19 +, Jablanica 19, Peristeri 20 +) würde die Einbuchtung der Schneegrenzisohypsen am Dringolf noch etwas kräftiger werden.

²⁾ Maul, C: Länderkunde von Südeuropa, in Enzyklopädie d. Erdkd. Leipzig u. Wien, 1929 S. 326

LITERATURVERZEICHNIS

- Almagià, R.
1918: Tracce glaciali nelle montagne dell' Albania. Rev. Geogr. Ital. XXV. Fasc. III, IV, V Firenze 1918.
- Behrmann, W.
1919: Die Landschaften Rumäniens. Z. Ges. Erdkde. Berlin 1919.
- Bourcart, J.
1922: Les confins Albanais administrés par la France 1916—1920. Revue de Géogr. V. 1. Paris 1922.
- Brückner, Ed.
1909: Die venetianischen Gletscher, in Penck-Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter Bd. III. S. 954—1042.
- Creutzburg, N.
1928: Kreta. Z. Ges. Erdkde. Berlin 1928. S. 16—38.
- Cvijić, J.
1898: Das Rilagebirge und seine ehemalige Vergletscherung. Z. Ges. Erdkde. Berlin 1898 S. 200—253.
1900: Glaziale und morphologische Studien in den Gebirgen von Bosnien, Herzegovina und Montenegro. Abh. d. k. k. Geogr. Ges. Wien II S. 1—94.
1900: L'époque glaciaire dans la péninsule des Balkans. Annales de Géogr. IX. 1900 S. 359—72.
1904: Neue Ergebnisse über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1904 XLVII. Bd. S. 149—195.
1908: Beobachtungen über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel, in den Südkarpathen und auf dem mysischen Olymp. Z. f. Gletscherkunde III. Bd S. 1—35.
1913: Ledeno doba u Prokletijama i okolnim planinama (Die Eiszeit in der Prokletije und den benachbarten Gebirgen). Glasnik Srpske Kraljevske Akademije 1913 XCL 1. Teil.
1914: Pregled dinarshkin ekskurzija od 1897—1913 g. i rezultati o ledenom dobu u Prokletijama (Übersicht über die Dinarischen Exkursionen 1897—1913 und die Ergebnisse über die Eiszeit in der Prokletije). Glasnik Srpskog Geografskog Društva, Beograd III. 1914.
1917: L'époque glaciaire dans la péninsule Balkanique. Ann. de Géogr. XXVI. 1917 S. 189—218, 273—290.
1921: Ledeno doba u Prokletijama i okolnim planinama (Die Eiszeit in der Prokletije und den benachbarten Gebirgen). Glasnik Srpske Kraljevske Akademije XCIII 2. Teil.
- Dedijer, J.
1917: Traces Glaciaires en Albanie et en Nouvelle Serbie. La Géogr. XXXI. S. 325—36 Paris 1917.
- Gripp, K.
1921: Die Gebirge um Üsküb. Z. Ges. Erdkde 1921 S. 256—270.
1922: Beiträge zur Geologie von Mazedonien. Abh. a. d. Gebiet d. Auslandsk. Hamburg. Univers. B. 7. Reihe C. Hamburg 1922.
- Grund, A.
1902 I: Neue Eiszeitspuren aus Bosnien und der Herzegovina. Globus Bd. 81, № 10.
1902 II: Eiszeitforschungen in Bosnien und der Herzegovina. Verhandl. d. Gesellschaft deutsch. Naturforsch. u. Ärzte 1902 II. S. 137—140.
1910: Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. Geogr. Abh. Bd. IX H. 3. Leipzig und Berlin 1910.
- Hassert, K.
1901: Gletscherspuren in Montenegro. Verh. d. XIII; deutsch. Geographentages. Breslau 1901.
1901: Reise durch Montenegro im Sommer 1900. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1901.

- Jovanović, P. S.
1928: Glacijacija jakupice. Éditions spéciales de la société de Géographie de Beograd. Fasc. 4. Beograd 1928.
- Kayser, K.
1932: Morphologische Studien in West-Montenegro. Z. Ges. Erdkde Berlin 1932. S. 248—279.
- Kräutner, Th.
1929: Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen.
- Krebs, N.
1907: Die Halbinsel Istrien. Geogr. Abh. Bd. IX Heft 2, Leipzig 1907.
1922: Beiträge zur Geographie Serbiens und Rasciens, Stuttgart 1922.
1924: Fragmente einer Landeskunde des Innerkrainer Karstes in Recueil de Travaux offert à J. Cvijić, Belgrad 1924.
1928: Die Ostalpen und das heutige Österreich 2. Bd. Stuttgart 1928. Engelhorn.
- Kurz, Marcel.
1923: Le Mont Olym (Thessalie). Paris u. Neuchatel 1923.
- Leutelt, R.
1932: Glazialgeologische Untersuchungen in den Nordalbanischen Alpen. Z. f. Gletscherkunde Bd. XX S. 66—75 bes. S. 69.
- Louis, H.
1926: Glazialmorphologische Beobachtungen im Albanischen Epirus. Z. Ges. Erdkde-Berlin 1926 S. 398—409.
1927: Albanien, eine Landeskunde vornehmlich auf Grund eigener Reisen. Geogr. Abh. 2. Reihe Heft 3. Stuttgart 1927.
1930: Morphologische Studien in Südwest-Bulgarien. Geogr. Abh. 3. Reihe Heft 2. Stuttgart 1930.
- Lucerna, R.
1906: Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich IV 1906.
- Martonne, E. de
1906/7: L'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Revue de Géogr. Annuelle I, Paris 1906/7 Delagrave.
- Mauil, O.
1921: Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. Geogr. Abh. Bd. X H. 3, Leipzig u. Berlin 1921.
- Milojević, B. Ž.
1922: Glečerski tragovi u oblasti Vlasulje, Bioca i Kručice (Gletscherspuren im Bereich von Vlasulja, Bioca und Kručica). Glasnik Geografskog Društva, Beograd, 1922.
- Nikolić, R. T.
1912: La glaciation du Šarplanina et du Korab. Glasnik Geografskog Društva. I S. 72—79 franz. Résumé S. 9—10. Beograd 1912.
- Nowack, E.
1920: Morphogenetische Studien aus Albanien. Z. Ges. f. Erdkde Berlin 1920.
1923/24: Reiseberichte aus Albanien I bis IV, Z. Ges. f. Erdkde Berlin 1923 und 1924.
1923/24: Geologische Forschungen in Albanien I bis III. I in Z. d. Deutsch. Geol. Ges. Mon. Ber. 75. Bd. Berlin 1923. II und III in Centralbl. f. Min. u. s. w. Jahrg. 1924 u. 1925.
1929: Die diluvialen Vergletscherungsspuren in Albanien. Z. f. Gletscherkunde. Bd. XVII S. 122—167.
- Oestreich, K.
1902: Beiträge zur Geomorphologie Makedoniens. Abh. k. k. Geogr. Ges. Wien IV. 1902 S. 1—169.
1904: Die Gebirge Makedoniens. Geogr. Z. 10. S. 450.

- Penck, A.
 1884: Höhenkarte der Schneelinien in Europa während der Gegenwart und Eiszeit. Verh. d. IV. deutschen Geogr. Tages 1884.
 1900: Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. Globus LXXVIII 1900 S. 133—36, 159—64, 173—78.
 1905: Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. Résultats scientif. du Congr. internationale de Botanique, Wien 1905, Jena 1906 S. 12. bis 24.
 1909: Der Draugletscher und die Gletscher des Murgebietes, in Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter Band III S. 1062—1138.
- Penck, W.
 1918: Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918. Engelhorn.
- Philippson, A.
 1904: Das westliche Kleinasien. Z. Ges. f. Erdk. 1904 S. 257—273.
 1910—1915: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien.
 I. Heft. Pet. Mitt. Frg. Heft 167, 1910
 II. Heft. " " " " 172, 1911
 III. Heft. " " " " 177, 1913
 IV. Heft. " " " " 180, 1914
 V. Heft. " " " " 183, 1915
- Roglić, J.
 1931: Les Traces glaciaires sur la Montagne de Biokovo. Editions spéciales de la Société de Géographie de Beograd. Fasc. 10. Belgrad 1931.
- Roth v. Telegd, K.
 1925: Das albanisch-montenigrinisches Grenzgebiet bei Plav. IV. Teil von Nowacks Beitr. z. Geol. v. Albanien, Sonderbd. I des N. Jahrb. f. Min. u. s. w. Stuttgart 1925.
 1927: Beiträge zur Geologie von Albanien. Die Gebirgsgegend südlich von Prizren Föndtani Intézet Evkönyve XXVIII. Budapest 1927.
- Sawicki, L. von
 1911: Die eiszeitliche Vergletscherung des Orjen in Süddalmatien. Z. f. Gletscherkunde Bd. IV 1911.
- Smiljanić, T.
 1929: Sur les traces glaciaires de Šarplanina, Korab, Krčin et Stogovo. Glasnik Geografskog Društva 15. Beograd 1929 S. 118—119.
- Šobajić, P.
 1926: Lednički tragovi u Nikšićskoj Župi (Gletscherspuren in der Nikšićska Župa). Glasnik Geografskog Društva, Beograd 1926.
- Vinassa de Regny, P.
 1901: Tracce glaciali nel Montenegro. R. Acad. dei Lincei X 1901.
- Wachner, H.
 1909: Die Eiszeitgletscher des Bucegi in den Südkarpathen (Rumänien). Zeitschr. f. Gletscherkunde Bd. 17. 1929 S. 370—830.

Снѣжната граница въ Балкански полуостровъ презъ ледниковия периодъ

Цѣлостна представа за дилувиалното заледяване на Балкански полуостровъ се добива най-добре чрезъ съставяне на карта отъ изохипси на дилувиалната снѣжна граница. Даннитѣ за височината на снѣжната граница, които даватъ многобройнитѣ изследвачи за следитѣ на дилувиалното заледяване на Балкански полуостровъ, сж не току така за приемане, защото отдѣлнитѣ автори отчасти работятъ съ различни понятия за снѣжната граница. Затова по-напредъ е необходимо едно обсъждане на това понятие. Това обсъждане довежда до следната дефиниция за климатическа снѣжна граница, сгодна за по-общи сравнения: тя е онази реална снѣжна граница на една област, която отговаря на едно срѣдно локално-орографско благоприятствуване за образуване на ледникъ при срѣдно изложение на слънчево огрѣване.

Следва да се даде едно съгласувано обяснение на всички данни върху ледниковитѣ следи на Балкански полуостровъ и съседнитѣ области на Югоизточнитѣ Алпи, Южнитѣ Карпати и Западна Мала Азия, съ цель да се опредѣлятъ по възможность повече височинни пунктове на климатическата снѣжна граница на вюрмското ледниково време. Съ помощта на тѣзи пунктове е съставена тукъ приложената карта.

Отъ тази карта се добиватъ следнитѣ заключения: Височинитѣ на вюрмсколедниковата климатическа снѣжна граница на Балкански полуостровъ сж извънредно различни. Тѣ се колебаятъ между 1300 м. на Оръенъ и 2300 м. въ Пиринъ и Олимпъ, значи, цѣли 1000 м. на 400 клм. разстояние. Наклонътъ на повърхнината на снѣжната граница не върви предимно на северъ. Такъвъ е случая само въ севернитѣ области на вжтрешно-босненскитѣ планини и на северъ отъ Родопитѣ. Въ всички други части влиянието на географската ширина върху положението на повърхнината на снѣжната граница не се чувствува. Isoхипситѣ отговарятъ по много по-очебиющъ начинъ на разпредѣлението на водата и сушата и на голѣмитѣ орографски форми, разбира се, не симетрично.

Надлъжъ по цѣлия адриатически брѣгъ на Балкански полуостровъ повърхнината на снѣжната граница се наклонява, както се знае отъ отдавна, отъ вжтрешността на сушата къмъ морето. Най-голѣмиятъ градиентъ отъ 10⁰/₀₀ на Балкански полуостровъ води отъ Дурмиторъ до Никшичъ, значи, направо срещу влиянието на географската ширина отъ северъ къмъ югъ. Най-малката височина на снѣжната граница е пакъ не далече отъ адриатическия брѣгъ, но на политѣ на брѣговитѣ високи вериги, а на италианския брѣгъ навсѣкжде дилувиалната снѣжна граница е по-висока, отколкото на балканската страна.

На източната страна на гръцкия полуостровъ дилувиалната снѣжна граница не слиза никакъ къмъ морето. Адриатическиятъ изтокъ-западенъ наклонъ на повърхнината на снѣжната граница се установява повече чрезъ отношенията въ Пиринъ, Олимпъ и Парнасъ до самия брѣгъ на Егейско море. Трѣбва да смѣтаме, значи, че въ западната часть на Егейската област е максималната височина на снѣжната граница презъ дилувиално време.

Явно е, че едно силно едностранно валежно разпредѣление, предизвикано чрезъ господстващитѣ западни дъждоносни вѣтрове, е упражнило решаващо влияние върху височината на дилувиалната снѣжна граница.

Разпредѣлението на валежитѣ зависи въ подробности отъ взаимодействието между дъждоноснитѣ вѣтрове и релефа. Затова въ Крайненското снишаване въ планинската ограда на Адриатическо море изохипситѣ на снѣжната граница значително се отбиватъ къмъ изтокъ. Твърде ясно се образува владенъ жгълъ на повече отъ 100 км. въ Дринския заливъ и сжщо издаденъ жгълъ въ високостърчатитѣ вериги на Албанския Епиръ; Тѣзи

факти ни ржководеха и тамъ, гдето опредѣляващитѣ пунктове на дилувиалната снѣжна граница сж рѣдки, напр. въ Панонската низина, между Пелопонесъ и Критъ и въ Западна Мала Азия.

Най-низко положение дилувиалната снѣжна граница е имала въ Фриаулъ и около Которския заливъ, значи, въ ония изложени на западни вѣтрове заливи въ Адриатическия планински рамки, гдето днесъ сжщо падатъ най-много валежи въ цѣлата област. Най-високо е била дилувиалната снѣжна граница надлъжъ по грѣцкия източень брѣгъ, гдето днесъ е най-сухата област на Балканския полуостровъ. Дилувиалната снѣжна граница хармонира напълно съ днешното разпредѣление на валежитѣ. Това показва, че дилувиалното разпредѣление на валежитѣ трѣбва да е било подобно на днешното. Ето защо нѣма нужда като Маулъ да заключаваме отъ на изтокъ издигащата се дилувиална снѣжна граница по грѣцкия източень брѣгъ за сществуването въ вюрмско ледниково време на Срдноегейска суша. Филипсоновитѣ наблюдения напотивъ говорятъ за сществуване на Егейско море въ вюрмско ледниково време. За окончателното разрешение на този въпросъ е необходимо точно глациалморфологично изследване на западна Мала Азия.

Колко по-низко е била вюрмско-ледникова снѣжна граница спроти днешната, за съжаление не може да се каже, тѣй като вѣроятнo никой връхъ на полуострова не достига днешната климатическа снѣжна граница. Въ Североалбанскитѣ Алпи напр. трѣбва да е надъ 2500 м. височина, понеже иначе непременно щѣха да се образуватъ на нѣколко запазени мѣста ледници. Тѣй като дилувиалната снѣжна граница тукъ е била на 1700 м., то нейното по-низко положение спроти днешната снѣжна граница е било повече отъ 800 м., азъ го оценявамъ на 1000 м. Това не може да се обясни само съ увеличаване на валежитѣ безъ значително понижаване на температурата.

Нито една планина на Балканския полуостровъ не е надхвърляла съ 1000 м. дилувиалната снѣжна граница. Затова размѣра на залежаването е билъ навсѣкжде малкъ. Все пакъ на нѣкои мѣста сж се образували значителни долинни ледници; и то изобщо тамъ, гдето планината е била около 500 м. по-висока отъ дилувиалната климатична граница, именно въ Прень-планина, Оръень, Черногорскитѣ високи планини, Североалбанскитѣ Алпи, Корабъ и Шаръ, Олимпъ, Пиринъ, Рила и Южнитѣ Карпати.

Подробното опредѣляне на дилувиалната снѣжна граница позволи въ нѣкои случаи отъ неравномѣрния ходъ на тази граница да се заключава за следледниковитѣ движения на земната поврѣхнина. Такова нѣщо има въ северната часть на Гриба-планина въ Албанския Епиръ, гдето има издигане надъ 100 м. Може да се приеме съ сигурность едно следледниково издигане отъ най-малко 200 м. въ Коритникъ и Джалица и Люмжъ въ Североизточна Албания¹⁾.

Д-ръ Х. Луи, Берлинъ

¹⁾ Навсѣкжде подъ „дилувиална снѣжна граница“ трѣбва да се има предъ видъ само вюрмската.