

54. SHREVE, F.: A montane rain-forest. A contribution to the physiological plant geography of Jamaica. Carnegie Institution Publ. No. 199, Washington 1914.
55. SIMPSON, R. H.: Synoptic aspects of the intertropical convergence near Central and South America. Bull. Am. Met. Soc. 28, S. 335—346, 1947.
56. SKEETE, C. C.: Barbados Rainfall. Dept. of Science and Agriculture Pamphlet No. 9, S. 5—18. Bridgetown, Barbados, 1931.
57. STEHLÉ, H.: Les Conditions Ecologiques, la Végétation et les Ressources Agricoles de l'Archipel des Petites Antilles, S. 85—100 in: F. VERDOORN (Hg.): Plants and Plant Science in Latin America. Chronica Botanica, New Series of Plant Science Books Bd. XVI. New York 1945.
58. TALMAN, C. F.: Climatology of Haiti in the eighteenth century. Monthly Weather Rev. 34, S. 64—73, 1906.
59. TANNEHILL, I. R.: Hurricanes. Their nature and history. London 1956.
60. THORNTHWAITE, C. W.: The Climates of North America according to a new classification. Geogr. Rev. 21, S. 633—655, 1931.
61. THORP, J.: Climate and Settlement in Puerto Rico and the Hawaiian Islands, S. 217—226 in: Climate and Man, Yearbook of Agriculture, US Dept. of Agriculture, Washington 1941.
62. TREWARTHA, G. T.: The Earth's Problem Climates. Madison 1961.
63. US Department of Agriculture: Climatic Summary of the United States, Section 106, Puerto Rico and US Virgin Islands, o. O., o. J.
64. US Department of Commerce, Weather Bureau: Climatological Data, West Indies and Caribbean, 1920 ff.
65. —: Climatic Summary of the United States, Supplement for 1931 through 1952, Puerto Rico and US Virgin Islands, o. O., o. J.
66. VILA, M.-A.: Aspectos Geográficos de Nueva Esparta. Corporación venezolana de fomento, Monografías económicas estatales. Caracas 1958.
67. DEC. WARD, R., u. BROOKS, C. F.: Westindien. Climatology of the West Indies. Handbuch der Klimatologie Bd. II, Teil I, Berlin 1934.
68. WEHEKIND, L., u. SMITH, G. W.: Trinidad Rainfall, 1933—1952, and Rainfall Reliability in Trinidad. Port of Spain, Trinidad, 1955.
69. West Indies Meteorological Service: Climatological Summaries. Port of Spain, Trinidad, 1955 ff.
70. WILHELMY, H.: Die klimamorphologische und pflanzengeographische Entwicklung des Trockengebietes am Nordrand Südamerikas seit dem Pleistozän. Die Erde 1954, S. 244—273.

EISRAND UND KARSTPOLJEN AM WESTRAND DER LUKAVICAHOCHFLÄCHE (Westmontenegro)

HERBERT LIEDTKE

Mit 3 Abb. u. 3 Bildern

Summary: Ice margin and karst poljes of the Lukavica Highplateau, Western Montenegro

Observations on the Pleistocene ice margin of the Lukavica Highplateau northeast of Nikšić (Montenegro), which was glacier covered during the cold phases of the Ice Age, show that the relief features of the exposed limestone decisively determined the course and altitude of the ice margin. The contrast between the formerly ice covered surfaces nearly free of glacial drift and the great accumulation of glacial drift in the courses of the terminal moraines is very striking. The channels of the meltwater courses of the glacial phases may be traced by means of glacio-fluvial gravels. The smaller poljes with hydrographically rather ineffective swallow holes (ponors) were filled up during the cold phases so that eventually during a cold phase a complete surface drainage resulted; this was, however, unable to arrive at an even gradient. These meltwater courses of the cold phases terminated in large poljes where, because of their size, the swallow holes had not become blocked. The late- and postglacial re-opening of the small ponors resulted — partly still under periglacial conditions — in a dissection of the glacial accumulations and thus interrupted the previously continuous channels.

Während Gliederung und Ausmaße der pleistozänen Gletscher in den Alpen um 1900 in den großen Zügen bereits bekannt waren, bestanden über die ehemalige Vergletscherung der Balkanhalbinsel noch starke Unklarheiten. Erst CVJIJIĆ verhalf — durch seine Beobachtungen auf einer Exkursion im Jahre 1896 im Rila-Gebirge — den heutigen Ansichten zum Durchbruch, und er war selbst in der Folge-

zeit unermüdlich um die Erforschung des eiszeitlichen Formenschatzes bemüht. Wenn man heute bedenkt, daß erst um die Jahrhundertwende Nachrichten bekannt wurden, daß in den höchsten Gebirgen der Balkanhalbinsel rezente perennierende Firnflücken existieren, so wird man verstehen, warum man erst so spät auf den Gedanken kam, daß schon eine geringe Senkung der Schneegrenze in den Kaltzeiten zur Gletscherbildung führen mußte. Mit dieser Erkenntnis begann dann die glazialmorphologische Erforschung der unzähligen, meist recht kleinen dinarischen Hochgebirge. Die Mitteilung von Einzelbeobachtungen nahm ständig zu, blieb jedoch wegen der Unwegsamkeit des Geländes meist in einer punktförmigen Aufzählung stecken; Hauptziel war die Festlegung der eiszeitlichen Schneegrenze, wofür man bei der geringen Höhererstreckung der Gletscher meist nur die tiefsten Stellen der Moränen zu ermitteln brauchte. Genauere Angaben über den jeweiligen Eisrandverlauf wurden nur selten gegeben; für die große Zahl der Talgletscher reichten zwar oft Einzelangaben aus, bei Plateauvergletscherungen ist jedoch schon allein für die Feststellung des Flächenareals die Abgrenzung von Wichtigkeit.

Ziel des Verfassers war es, die Westgrenze der Vergletscherung der Lukavica-Hochfläche festzulegen und die Abflußwege der Schmelzwässer zu ermitteln. Damit ergibt sich die Frage, wie stark die glazifluviale Erosion bzw. Akkulation überhaupt auf das Relief eingewirkt hat und welche Bedeutung den rezenten Vorgängen für die Oberflächenformung beizumessen ist. Die Aufgabe

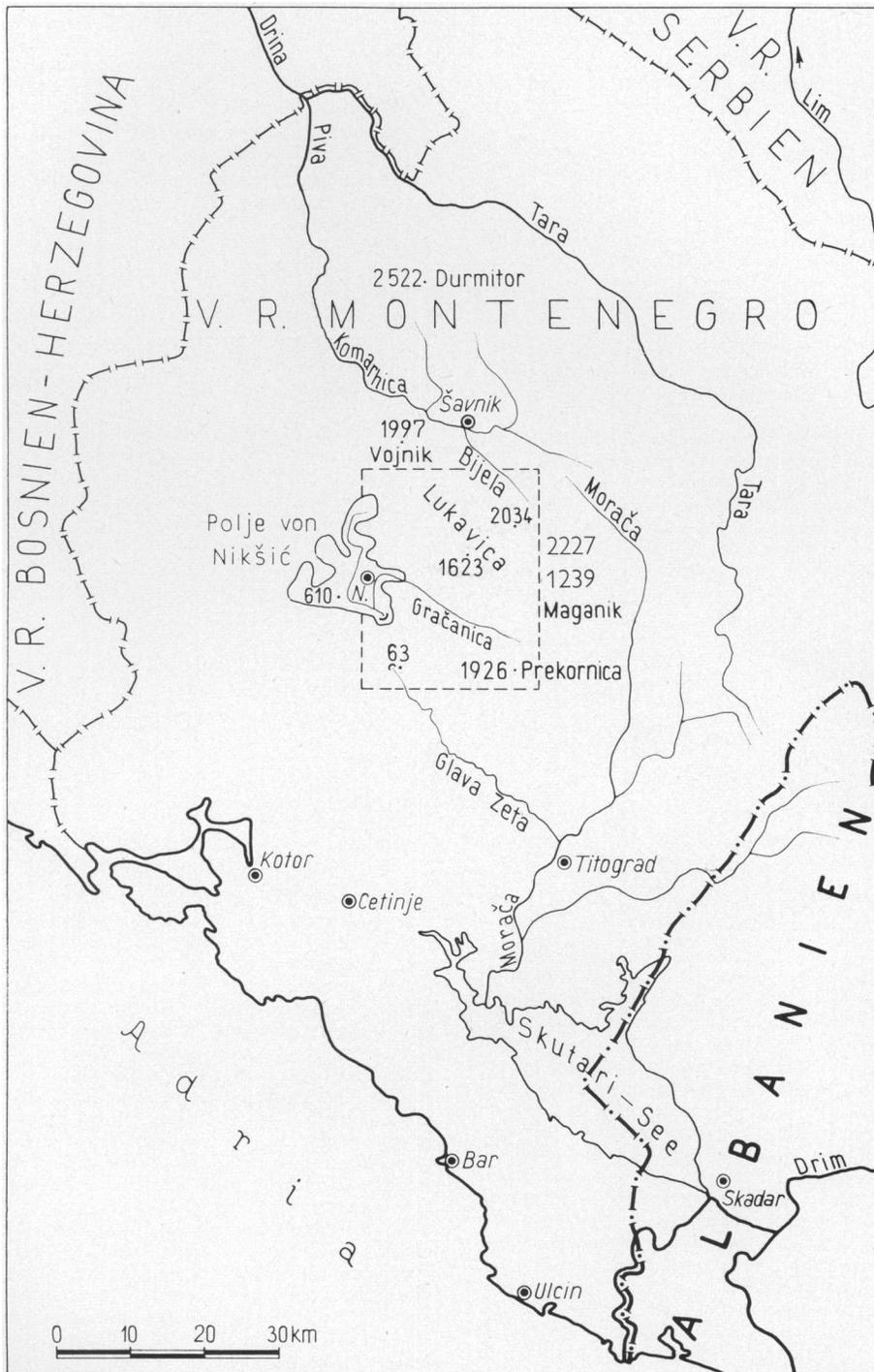


Abb. 1: Lageskizze der Lukavica-Hochfläche nordöstlich des Polje von Nikšić auf der Wasserscheide zwischen dem Einzugsbereich der Komarnica-Drina (Schwarzes Meer) und der Morača (Adria).
(Bei Maganik lies 2139 m an Stelle 2123 m.)

konnte für das engere Gebiet gelöst werden, die Anschlüsse nach Norden und vor allem nach Südosten mußten offen bleiben*).

Endmoränen

Die ersten Angaben zur Lukavica-Vergletscherung machte CVIJIĆ (1917). Er erkannte einen Teil der mächtigen Moränen, die von der Straße Nikšić—Šavnik gequert werden, legte aber das Gletscherende des „Glacier de Lukovo“ um etwa 300 m zu tief in das Polje von Lukovo. Hier ist nur glazifluviatiles Material nachweisbar. Moränen fehlen, und es gibt keinerlei Anhaltspunkte, daß ein Gletscher bis an den Rand des Nikšić-Polje vorgedrungen sei. Hierauf hat später KAYSER (1932) hingewiesen, der den Eisrandverlauf in den großen Zügen beschrieb, jedoch leider keine Karte beigab. Das von ŠOBAJIĆ (1926) veröffentlichte Kärtchen ist so stark generalisiert und topographisch ungenau, daß ihm keine Einzelheiten entnommen werden können.

Die Lukavica-Hochfläche im weiteren Sinne ist ein stark verkarsteter Gebirgsblock in 1300—1700 m, aus dem einzelne Gipfel bis über 2000 m ansteigen (Kapa Moračka 2227 m, Maganik 2139, Petrov Vrh 2123, Ragoljed 2034, Ilin Vrh 2050). Die Abgrenzung läßt sich im Norden durch die Komarnica, im Osten durch die Morača und im Süden durch die Gračanica-Furche verhältnismäßig leicht auf Grund natürlicher Gegebenheiten festlegen, während man als Westgrenze die Straße Nikšić—Šavnik ansehen kann. Die Hochfläche besteht aus Kalken, die im Süden der mittleren und oberen Trias, bei Gvozd dem mittleren und oberen Jura und im Norden und Osten der oberen Kreide entstammen. Nur der Abfall zum Gračanica-Tal läßt rote sandige, doch bereits kalkdurchsetzte Werfener Schichten und grüne Erup-tivgesteine hervortreten. Sonst steht überall ein-förmig der Kalk an. Nur der Süden der Lukavica-Hochfläche trägt weitflächig meist nur schütterere Bewaldung vornehmlich aus Eichen und Buchen. Die Talungen der Hochfläche dienen der Viehweide während des Sommers; in dieser weithin einsehbarer Landschaft heben sich die glazialen Formen markant heraus.

Der Endmoränenlobus bei Bukovik, an der Straße Nikšić—Šavnik kurz vor Erreichung der Hochfläche, ist zweifellos der eindrucksvollste des untersuchten Gebietes.

*) Meine Untersuchungen erreichten nicht ganz das gesteckte Ziel, weil ich nur mit einem Touristen-Visum versehen war, das wissenschaftliches Arbeiten nicht gestattet. Dankbar erwähnen möchte ich die freundliche Unterstützung durch Herrn Gymnasialdirektor RADOJČIĆ, Niksic, einem Schüler von Prof. Dr. ROGLIĆ, Zagreb.



Bild 1: Endmoränen von Ibanje

Blick von der Zunge des Bukovik-Gletschers talauf. Rechts Endmoräne, in der Mitte das fluviatil zerschnittene Zungenbecken, links ein Terrassenrest, der 6 m über dem Talboden liegt.

CVIJIĆ (1917) erwähnt hier eine Moränenmächtigkeit von 100 m, KAYSER von 20 m und mehr. Kommt man vom Becken von Ibanje, so erhebt sich der Moränenwall mit seinen lockeren Blöcken wie ein Damm, nur an einer Stelle unterbrochen von einem Durchbruchstal, dessen Schmelzwasser jüngerer Eisrandlagen in der Blaca entströmten. Heute liegt dieses Tal trocken. Sein unmittelbar hinter der Moräne gelegener Abschnitt ist zungenbeckenartig erweitert. Steht man am distalen Ende dieses Zungenbeckens, dann hat man tatsächlich den Eindruck, als seien die Moränen fast hundert Meter hoch, besonders, wenn man talauf blickt. Doch dieser Eindruck täuscht, denn es handelt sich um einen kurzen Talgletscher, dessen Rand durch Kuppen vorgezeichnet ist. So kann man nur jene Werte für die Angabe der Moränenmächtigkeit verwenden, um die die Moräne die Kalkkuppen überragt. Deshalb kann man KAYSER'S Beobachtung, daß die Moränenmächtigkeit nur 20 bis 30 m beträgt, vollauf bestätigen.

Der Bukovik-Gletscher ist einer der beiden Gletscherzungen, die aus der Blaca-Karstwanne heraustreten. Er folgte einem kleinen Talzug, dessen oberes Ende trotz starker Verkarstung etwa 10 m tief cañonartig in den Kalk eingeschnitten ist und dessen Wände mit glazialen Ablagerungen bedeckt sind. Aufschlüsse zeigen, daß es sich hierbei um Kiese, Mittel- und Feinsande handelt, die durch Eisstauchung steilgestellt oder nur schwach verbogen wurden. Die Schichtung ist noch gut erkennbar, obwohl noch eine Moränendecke darüberliegt.

Von besonderem Interesse ist eine auf der Nordseite der Gletscherzunge gelegene Vormoräne, die in einem Abstand von ca. 250 m vom Hauptwall verläuft und in der Zunge in diesen übergeht. Dieser Vorwall besteht aus etwa 10 m hohen Kuppen, die nach innen wesentlich steiler abfallen als nach außen. Die stark verwaschenen Oberflächenformen legen die Vermutung nahe, daß es sich hierbei um Altmoränen handelt. Sie enden in 1120 m, während der Jungmoränenwall in 1130 bis 1140 m endet, also etwa 40 m tiefer als KAYSER angibt (1180 m).

Auf der Südseite des Bukovik-Gletschers finden sich keine Hinweise für Altmoränen. Hier liegt der mindestens 20 m hohe, bahndammartige Moränenwall auf Kalkhügeln und bildet die Wasserscheide gegen das Polje von Seoca. Der Gletscher hatte nicht mehr die Kraft, das kleine Tal von Bukovik zu verlassen, vermochte aber randlich mächtige Wälle zu bilden.

Nach Südosten hin steigt der Moränenwall, von Kalkrücken aufgehalten, bis 1272 m und 1280 m an, ehe er sich ganz unbedeutend zu der zweiten Gletscherzunge der Blaca, dem *Kunovo-Gletscher*, senkt, der in 1260 m endet, allerdings ohne eine so klare Zunge zu zeigen wie der Bukovik-Gletscher. Es handelt sich hierbei nur um eine plumpe Ausbuchtung des Blaca-Stammbeckens z. Z. des größten Würmstandes. Jüngere Eisrandlagen in der Blaca entwässern nur noch zum Bukovik-Auslaß.

Vor der Zunge des kraftvoll ausgeprägten Würmwalles liegt in 300—500 m Entfernung eine flache, jedoch deutlich erkennbare Altmoräne mit niedrigem aber breitem Wall in 1180 m, der von Schmelzwässern späterer Stadien zerschnitten ist.

Vom Zungenende des Kunovo-Gletschers verläuft der Eisrand in westlicher Richtung bis zur Kobilja Glava (1412 m), die selbst nicht mehr eisbedeckt war; jedoch reichen Moränen bis fast 1400 m herauf und umgeben den Berg im Norden, Osten und Südosten.

Weitere kleinere Loben liegen zwischen der Kobilja Glava und der Čapljižnica (1319 m). Der nordwestliche Lobus, zwischen den Kalkhöhen 1412 m und 1410 m vordringend, erfüllt eine tiefe Doline und besitzt einen geschlossenen, unzerschnittenen Wall, dessen höchste Partien 30 bis 40 m über dem Dolinenboden aufragen. Während sich die Höhen 1412 m und 1410 dem Eise wie Strompfeiler entgegenstellten und den Eisstrom gabelten, hat sich der südliche Lobus nur an einen Kalkrücken angelehnt und ihm eine weithin sichtbare Moräne aufgesetzt, die in der Čapljižnica gipfelt und dann scharf nach Süden umbiegt. Der weitere Verlauf der Eisrandlage konnte leider nicht mehr verfolgt werden. Inwieweit die Gletscher bis an das Gračanica-Tal heranreichten, ob sie bis zum Polje von Zagrad bis unterhalb 1100 m (KAYSER 1932, S. 254) vorrückten, ob das Štitovo-Plateau vergletschert war und durch Absturz von Eis zur Ernährung des Gračanica-Gletschers beitrug, bleibt weiterhin ungeklärt. Deutlich erkennbar ist lediglich ein Moränenwall, der den Hang des Kutsko Brdo herabzieht.

Der Bukovik-Gletscher geht bei Bukovik in die große Blanca-Wanne über. Der nördliche Eisrand in der Blaca verläuft südlich des Djurkovo Brdo (1565 m), der sich mit steiler Wand dem Eis entgegenstellte. Zwischen ihm und dem Dažnik (1623 m) schob sich ein Eislobus in das Polje von Donje Vučije (1270 m) und endete in 1365 m mit einem hohen Moränenwall, der nach Osten deutlich steiler ist als nach Westen. Das Eis kam daher auch in der Talung zwischen dem Djurkovo Brdo und dem Dažnik von Osten und ist nicht etwa als talaufgerichtete Moräne einer im Polje von Donje Vučije gelegenen Eismasse anzusehen. Der Moränenwall ist von einem Trockental zerschnitten, das in das dolinenerfüllte Becken von Donje Vučije mündet.

Eine niedrige, abgeflachte ältere Moräne in 1220 m liegt auch hier vor dem jungglazialen Hauptwall. Sie überquert jedoch nicht die Straße Nikšić—Šavnik.

Nördlich vom Dažnik springt der Eisrand im Becken von Gvozd wieder weit vor, wie Moränenfunde an der Straße Nikšić—Šavnik in 1290 m und die Oberflächenformen südlich und südwestlich von Gvozd beweisen. Besonders der westlich der Straße gelegene Teil im Polje von Gvozd macht ganz den Eindruck einer kuppigen

Grundmoräne. Genau wie im Bereich der nordischen und alpinen Jungmoränenlandschaften sich stellenweise Hohlform neben Hohlform drängt, so liegen südwestlich Gvozd im Aussehen ganz ähnliche moränenüberkleidete Dolinen in unübersehbarer Anzahl nebeneinander. Moränenwälle wie in der Blaca lassen sich nicht erkennen.



Bild 2: Moränen südlich Gvozd

Von Westen her blickt man auf das mit Grundmoräne überzogene Dolinengelände in 1250 m. Im Hintergrund der Dažnik (1623 m)

Es entsteht die Frage, warum diese Dolinen nicht durch die eiszeitliche Bedeckung eine Abschleifung der Formen erfahren haben oder warum sie nicht im Moränenschutt ertrunken sind. Letzteres ist unwahrscheinlich, weil die Moränendecke im allgemeinen sehr dünn ist. Eine Ausnahme bilden nur die Endmoränen. Trotzdem könnte man annehmen, daß die Dolinen durch Grundmoräne oder Schmelzwässerablagerungen zugeschüttet sein müßten. Wenn das trotzdem nicht der Fall ist, so müssen die eisdynamischen Verhältnisse einen solchen Vorgang selbst verhindert haben, indem das in Vertiefungen liegende Eis nicht mehr bewegt wurde. Es konnte daher nur wenig Moräne abgelagern. Der aktive Transport fand in den bewegten Eisschichten auf einer Fläche statt, die mehr oder weniger der Höhe der Ränder der Dolinen entsprach. Das unbewegte Bodeneis konnte nach dem Abschmelzen der Eisdecke zu Toteis werden, wenn eine gewisse Schuttbedeckung vorlag und das Bodeneis eine Zeitlang vor dem Ausschmelzen hinderte. In einer Karstlandschaft wird sich dieser Typ der „kuppigen Grundmoränenlandschaft“ besonders dort herausbilden, wo eine starke Dolinenbildung vorliegt. Das Eis hat in diesem Fall die Vorzeitformen konserviert, denn eine starke rezente Dolinenentstehung läßt sich nicht nachweisen. Lediglich rezente Ponorbildung mit frischen Versturzfornen war öfter zu beobachten, jedoch nur dort, wo auch Spuren periodischen Abflusses sichtbar sind. Eine ähnliche Oberflächenformung liegt auch im Krnovo-Polje vor, worauf KAYSER (1932, S. 255) bereits hinweist. Allerdings lassen sich hier mehrere Moränenwälle erkennen.

Innerhalb der markanten Hauptmoräne lassen sich nur selten jüngere Eisrandlagen ausgliedern, so z. B. in der Blaca. Hier liegen 3 Moränenwälle, deren Zungenenden sich gut verfolgen lassen, während die Seitenmoränen an den Hängen des Djurkovo Brdo und der Kobilja Glava ausstreichen.

Die beiden älteren Wälle richten sich in ihrer Orographie noch ganz nach den Verhältnissen, wie sie z. Z. der Hauptmoräne bestanden und sandten je eine Zunge in Richtung Ibanje und Richtung Kunovo. Erst die dritte Staffel, die nur aus einer schmalen zwischen der Kobilja Glava und dem Javorak eingezwängten Zunge besteht, entwässerte nur ins Ibanje-Polje. Zu dieser Zeit war der Javorak längst eisfrei, und an seiner Nordseite floß kein Eis mehr zu Tal. Ein kleiner Endmoränenwall bildete den Eisrand zwischen dem Javorak und dem Djurkovo Brdo (KAYSER 1932, S. 254). Der Eisrand lag bereits mehr als 100 m höher als zur Zeit der Hauptmoräne.

Grundmoränenflächen finden sich auf den Hochflächen nur selten. Oft steht der graue Kalk an und durchragt die spärlichen Weideflächen. Nur in den Tiefenfurchen liegt eine nennenswerte Schicht zusammengeschwemmten feineren Materials.

Endmoränen im Gračanica-Tal erwähnte erstmals ŠOBAJIC (1926). Eine kurze Beschreibung gab KAYSER (1932); RADOJICIC (1953) erwähnte das Tal im Zusammenhang mit dem geologischen Aufbau im Polje von Nikšić. Die den Talboden begrenzenden Hänge im Gračanica-Tal oberhalb des Staudammes westlich Liverovici werden von undurchlässigen Sedimenten (dolomitischen und tonigen Kalken, Werfener Schichten) oder von Eruptivgesteinen eingenommen. Infolgedessen gibt es im Tal keine Karsterscheinungen, und der Bach führt während des ganzen Jahres Wasser. Erst über den genannten Gesteinen erheben sich die steilen Wände durchlässiger triadischer Dolomite und Kalke, die von 800 m bis auf 1640 m im Skari Vrh ansteigen. In dieses Tal schob sich von Osten her ein Gletscher vor, der hauptsächlich von einem Eisstrom gespeist wurde, der vom Maganik (2139 m) herunterkam.



Bild 3: Endmoränen im Gračanica-Tal

Bei Staro Selo liegen die äußersten Endmoränenkuppen der Würmeiszeit. Eventuell sind die am Weg ganz rechts kaum erkennbaren Erhebungen als Würm. — Blick nach Westen

Die äußersten Moränen-Ablagerungen liegen hart außerhalb vom westlichen Ende des Dorfes Staro Selo. Mit klarer Grenze erheben sich hier nördlich und südlich der Gračanica zwei Moränenwälle bis 10 m über die Geländeflur. Nur an wenigen Stellen sind diese Wälle nicht mehr ganz geschlossen. Die Kuppen erreichen 810 m auf der Südseite und 820 m auf der Nordseite des Baches. Die Frische der Formen, besonders auf der weniger durch Schmelzwasser geformten Südseite, sprechen für eine jungglaziale Entstehung der Moränenwälle. Etwas östlich von Staro Selo quert ein niedriger, undeutlicher Wall das Tal.

Auf einer nächsten Gruppe von Eisrandlagen, bestehend aus zwei Moränenwällen, liegt das Dorf Dučice. Der westliche Moränenwall ist noch vollkommen geschlossen und zeigt eine Reihe von schönen kleinen Zungenbecken an der Brücke, die über den vom Skari Vrh kommenden Bach führt. Der östlich dieser Brücke gelegene Moränenwall ist nur etwa 3 m hoch, zieht sich aber bahndammartig bis an den Bach heran. Hier kann an der jungglazialen Entstehung keinerlei Zweifel gehegt werden. Die höchsten Stellen der Moräne erreichen 830 m.

Die markanteste aller Eisrandlagen erhebt sich mit mehr als 40 m Aufschüttung zwischen Dučice und Donje Morakovo. Ihre Kuppen überschreiten 860 m, während die Gračanica in 812 m fließt und diesen Wall in einem nur 15 m breiten steilen Durchbruch zerschneidet. KAYSER (1932) hat auf Grund schlechteren Kartenmaterials die Lage des Moränenwalles und seine Mächtigkeit zu tief angegeben. Seine Auffassung, daß erst an diesem so markanten Moränenwall die würmeiszeitliche Gletscherausdehnung ihr Ende fand, muß aufgegeben werden, da auch die beiden anderen Gruppen von Eisrandlagen Züge der Jungmoränenlandschaft aufweisen. — Hinter der 860-m-Moräne liegt ein breites, das ganze Tal erfüllendes Becken, das mit gelbem Ton gefüllt ist.

Ein vierter, noch deutlich erkennbarer und auch von KAYSER erwähnter Moränenwall quert das Gračanica-Tal zwischen Donje und Gornje Morakovo. Weiter oberhalb gelegene Moränen treten nur vereinzelt auf und sind in keiner Weise mit der Deutlichkeit und Großartigkeit der Formen der obengenannten Ablagerungen von Eisrandlagen zu vergleichen.

Das Gračanica-Tal wurde von Eis erfüllt, das vom Maganik (2139 m), vom Miljevac (1805 m) und von der Prekornica (1928 m) herabfloß. Welche Bedeutung dem Štivot-Plateau für die Ernährung des Gračanica-Gletschers zukam, ist noch immer ungeklärt.

In der Talweitung von Staro Selo und dem nördlich davon gelegenen Becken von Kuta liegen einige schmale Rücken und isolierte Höhen, die man der Form nach leicht als Moränenwälle auffassen könnte. Im Tal, das nach Zagrad heraufführt, greifen von Westen her mehrere schmale Rücken ins Zagrad-Tal vor, so daß man den Eindruck hat, als wäre ein Gletscher noch bis ins Kuta-Becken vorgedrungen. Das ist jedoch nicht der Fall, da die erwähnten Rücken aus verfalteten dünnbankigen tonigkalkigen bunten Werfener Schichten bestehen. Auch ein westlich Staro Selo aus der Sanderfläche 30 m herausragender Rücken aus rötlichem, leicht zerbrechbarem Sandstein zeigt keinerlei Moränenverkleidung. Westlich Staro Selo sind daher keine Anzeichen von Moränenbildungen mehr vorhanden. Für eine Altmoräne haben sich keine Anhaltspunkte ergeben, höchstens, wenn man den äußersten Wall der ersten Moränengruppe als Altmoräne ansprechen will. Dann würden Alt- und Jungmoränen ungefähr 150—250 m voneinander entfernt sein.

Die genaue Festlegung der Zungenenden der jungglazialen Gletscher ermöglicht eine sichere Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze, die im Gračanica-Tal bei 1450 m, an der Čaplji-jnica bei 1600 m, am Kunovo-Gletscher in

1600 m und am Bukovik-Gletscher in 1450 m lag. Die Angaben von KAYSER (1932) bestätigen sich damit, wenn auch durch besondere morphologische Begünstigungen hier und da eine Abweichung auftritt. Der für die Altmoränen bis maximal 150 m niedrigere Wert der Schneegrenze erscheint mir als zu tief. Die Altmoränenreste auf der Hochfläche lassen m. E. höchstens eine Schneegrenze-Senkung von 50 m gegenüber der Würmeiszeit zu, im Gračanica-Tal nicht einmal diese geringe Spanne.

Die Vereisung der Lukavica-Hochfläche gehört zum Typ der Plateauvergletscherung, von der aus ein Abfließen nach verschiedenen Richtungen hin erfolgt. Die Masse des Eises floß nach Süden und Südwesten zum Gračanica-Tal ab oder gelangte auf Umwegen in das Nikšič-Polje. Ein kleiner Teil im Norden gehört dem Einzugsbereich des Schwarzen Meeres an, während die nach Osten gerichteten kleinen Gletscherzungen im oder am Morača-Tal endeten. Zweifellos wird man nicht von einem reinen Typ der Plateauvergletscherung sprechen können, da die großen Talzüge das Eis weitgehend leiteten und so eine Art Eistromnetz entstand. Mit dem Rückzug vom Maximalstand erfolgte auf alle Fälle sofort ein Zerfall in einzelne Gletscherströme. Die Größe der vom Eis bedeckten Fläche dürfte nach KAYSER (1932) etwa 250 km² betragen haben, die Länge des Gračanica-Gletschers betrug etwa 10 km Tallänge, während die anderen Zungen nur selten 1 km überschritten. Der Eisrand selbst ist in höchstem Maße von der Gestalt der Oberfläche abhängig. Jeder Höhenzug macht sich entscheidend hinsichtlich des Verlaufs der Gletscher bemerkbar.

Überraschenderweise fehlt der Formenschatz des Toteises. Auf einer verkarsteten Hochfläche wird man beide Formen, Verkarstung und Toteis, nicht ohne Schwierigkeiten voneinander trennen können, es sei denn, man fände Anzeichen für Rinentoteis. Die Beobachtungen auf der Lukavica-Hochfläche zeigen nur Landschaften vom Typ der kuppigen Grundmoränengebiete. Demgegenüber ist das Gračanica-Tal wegen seiner fehlenden Karsterscheinungen besonders geeignet, die völlige Bedeutungslosigkeit des Toteises für die Oberflächenformung aufzuzeigen, da nirgendwo Hohlformen erkennbar sind. Offenbar hat die geringe Schuttführung der Gletscher zu wenig Material für eine Einbettung abgetrennter Eiskörper geliefert. Selbst in den großen Moränenwällen fehlen Hohlformen.

Entwässerungsbahnen und Poljen

Zweifellos wurde der Frage der oberirdischen Entwässerung im Karst bisher zu wenig Beachtung geschenkt. Die Erforschung der Höhlen und der Lösungsvorgänge rückte vor allem die Erkundung der unterirdischen Entwässerung und die Probleme der hydrographischen Wegsamkeit und des

Lösungsmaßes in den Vordergrund, und erst in jüngster Zeit wurden fluviatile Vorgänge in den Poljeböden näherer Betrachtung gewürdigt (LOUIS 1956, LEHMANN 1959, RATHJENS 1960). Am Westrand der Lukavica-Hochfläche läßt sich die starke fluviatile Überformung der vielen kleinen Poljen sehr gut feststellen. Die Poljen liegen im Zuge von Talungen, also Senken im Gelände mit im Großen gesehen allmählich absteigender Tiefenlage, aber mit mehr oder weniger hohen Schwellen im Verlauf der Talung. In den einzelnen, meist nur sehr kleinen Poljen (0,5 bis 2 km²) liegen überall mehrere Meter mächtige gut gerundete glaziale Schotter, wo heute überhaupt kein oder nur ein periodischer spärlicher oberirdischer Abfluß erfolgt. Während in der Nähe des Eisrandes noch kleinere Blöcke auftreten, nimmt die Materialgröße zum distalen Ende der Poljen ab. Dort befinden sich meist mehrere Ponore. Damit erhebt sich die Frage, ob denn diese Ponore auch während der Kaltzeit bestanden haben oder ob sie etwa wegen ihrer Lage im periglazialen Gürtel zugefroren waren und somit erst die Möglichkeit für eine stärkere Akkumulation boten, weil alles Wasser oberflächlich zum Abfluß kam. Für ein Zufrieren der Ponore spricht nur die Tatsache, daß es im Winter kalt genug war, um Wasser zum Gefrieren zu bringen, und daß, hatte der Gefrierprozeß einmal zur Schließung eines Ponors führen können, schon eine dünne Lage von wenigen Zentimetern Mächtigkeit ausreichte, um das Eis vor dem Abschmelzen zu schützen. Natürlich konnte eine so dünne Schicht schnell wieder freigespült werden. — Gegen ein Zufrieren spricht zunächst schon die Tatsache, daß Wasser nicht in den Ponoren stehen bleibt (von Ausnahmen abgesehen), sondern versinkt. Damit fehlt bereits das „verstopfende“ Medium. Wasser steht während des Winters auch nicht zur Verfügung, da der Abschmelzvorgang zum Versiegen kommt. Solange das Wasser fließt, hält es sich auch seinen Weg durch ein schmales Loch infolge der Turbulenz des Durchströmens offen. Daß die Poljen keineswegs bis zum nächstmöglichen Überfluß aufgehöhht sind, spricht ebenfalls für die unterirdische Entwässerung. Das mehr oder weniger episodische Überfließen bei Inundationen bewirkte eine meist nur geringe Herausbildung typischer Talformen zwischen den einzelnen Poljen. So konnte sich selbst unter den kaltzeitlichen, die Erosion begünstigenden Bedingungen kein ausgeglichenes Tal-längsprofil herausbilden. Die großen Ponore blieben alle offen. Anders wäre das Auftreten von Eruptivgesteinen des Gračanica-Tales in den Schottern der Glava Zeta nicht zu verstehen. Sie können nur auf dem Weg großer karsthydrographisch gut durchfließbarer und breiter Klüfte transportiert worden sein. Da durch Färbe-

versuche die Verbindung des Ponors Slivlje im südöstlichen Teil des Polje von Nikšić mit dem Zeta-Austritt bei Bogetici festgestellt wurde, besteht keinerlei Zweifel an der Möglichkeit des Transportes von Schottern entlang großer Karstgerinne.

Die kaltzeitlichen Abflußwege lassen sich durch das glazifluviatile Material gut nachweisen. Nur unter kaltzeitlichen Bedingungen war eine starke Akkumulation möglich, die in manchen kleineren Poljen zur völligen Auffüllung mit glazifluviatilen Sedimenten führte, so daß schließlich die trennende Schwelle zum nächsten Polje oberirdisch überschritten werden konnte. Diese Möglichkeit bahnt sich überall dort an, wo nur kleine Ponore vorhanden sind. Sie konnten die alljährlich im Frühjahr und Sommer anfallenden Schmelzwässer nicht so schnell abführen. Dann bildeten sich kleine Seen; in ihnen wurde die Transportenergie gleich Null. Schnelle Sedimentation war die Folge, und es kam zur Auffüllung der Poljen. Wenn heute in vielen kleinen Poljen die ehemalige Aufschüttungsfläche wieder zerschnitten ist, so ist diese Zerschneidung die Folge der späteiszeitlichen periglazialen Vorgänge, was sich besonders gut am Seoca-Polje beobachten läßt.

Die Beobachtungen zeigen, daß im Zuge des kaltzeitlichen Abflußsystems zwei Typen von Poljen eingeschaltet sind:

1. Kleinpoljen mit kleineren Ponoren, die hoch-eiszeitlich geschlossen (inaktiv) waren und dadurch die Aufschotterung ermöglicht hatten. Das Schmelzwasser floß von einem Polje ins nächst tiefere über, da sonst in die tieferen Kleinpoljen kein glazifluviatiles Material gelangt wäre. Nach dem Höhepunkt der Kaltzeit wurden die Ponore der Kleinpoljen karsthydrographisch wieder wegsam. In ihnen verschwand das im Polje unter noch periglazialen Bedingungen abgetragene Material. Dadurch entstand eine in den einzelnen Kleinpoljen je nach Gefälle mehr oder weniger starke flä-

chenhafte Denudation, die sich deutlich von der heutigen scharfkantigen Erosion unterscheidet.

2. Großpoljen mit großen, auch kaltzeitlich offenen Ponoren. Hier kam es nie zu einer Aufhöhung des Poljebodens bis zum nächstmöglichen Überlauf, sondern alles Wasser nahm wie in den Warmzeiten einen unterirdischen Weg. Eine Reihe kleinerer randlicher Ponore, die außer Funktion waren, dürften höchstens dazu beigetragen haben, die Inundationszeit im Polje zu verlängern. Die offenen größeren Ponore hatten in jedem Fall eine das Wasserangebot übersteigende Schluckkapazität, so daß die kaltzeitliche hydrographische Entwicklung von der heutigen nicht prinzipiell, sondern nur graduell abwich.

Das großartigste Beispiel kaltzeitlicher Aufschotterung bietet das Polje von Nikšić, über dessen geologische Beschaffenheit RADOJČIĆ (1953) anschaulich berichtet hat. Das Becken von Nikšić liegt in 660—601 m und wird von der Zeta entwässert. Die Zeta verschwindet im Südosten des Polje von Nikšić, im sogenannten Suvo-Polje in mehreren kleinen Schlucklöchern und einem großen Ponor, dem Ponor Slivlje in 599 m (HABE 1960). Nach einer unterirdischen Laufstrecke tritt die Zeta 5 km weiter südlich bei Bogetici in 63 m wieder aus, um der Morača zuzufließen.

RADOJČIĆ wertete 19 für hydrogeologische Zwecke niedergebrachte Bohrungen aus, aus denen hervorgeht, daß das Nikšić-Polje in reinen Kreidekalken liegt. Nur der nördliche Teil, das Gornje-Polje, ist in dolomitischen Kalken angelegt. Über dem flachen Poljeboden folgt eine kaltzeitliche Decke von grauen, bläulichen, rötlichen oder gelben Tönen und tonigen Sanden, in Nähe des Gračanicalaufes mit Kiesen oder Schottern.

Die Mächtigkeit dieser Decke schwankt zwischen 5 bis 13 m und erzeugte eine nach Süden geneigte Oberfläche, die von der Zeta und ihren Nebenflüssen spät- und postglazial zerschnitten wurde. Das Material im Nikšić-Polje entstammt ausnahmslos dem Gračanica-Tal. Die Einschüttung aus anderen Tälern ist unbedeutend. Lediglich von Nor-

Längsprofil des Entwässerungsweges vom eiszeitlichen Bukovik-Gletscher zur Glava Zeta

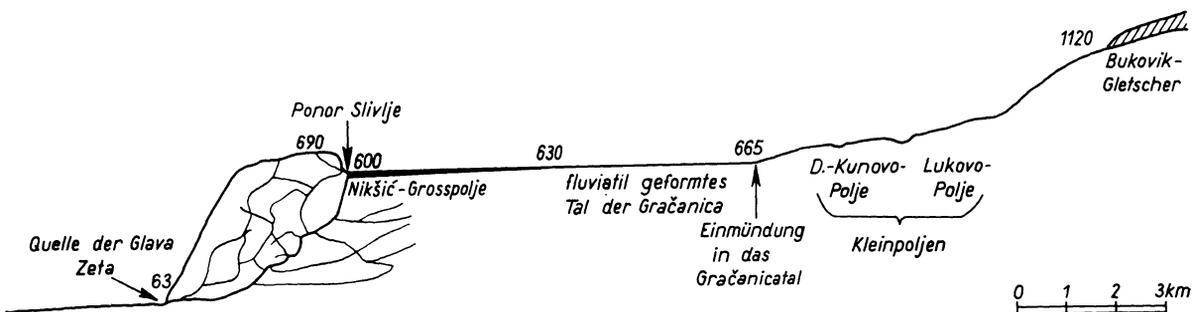


Abb. 3

den her kam vom Šipačno-Polje ein oberirdischer Zufluß mit Schmelzwässern vom Vojnik (1997 m) und vom Eisrand der Lukavica-Vereisung bei Gvozđ. Die dem Ibanje-Polje entstammenden Schmelzwässer dürften bereits in den zahlreichen Ponoren nordwestlich Lukovo verschwunden sein, ehe sie das Gorne-Polje erreichten. Die Tone nördlich Nikšić, aufgeschlossen im Zeta-Einschnitt 2 km nördlich Nikšić, sind das Ergebnis einer Seebildung, die durch die Aufschüttung der Gračanica bewirkt wurde. Ein ähnlicher Stausee bildete sich im Tal der Glava Zeta durch die glaziale Akkumulation der Morača (ROGLIĆ 1959). Die im südlichen Teil des Nikšić-Polje liegenden sandigen Tone, Sande und Kiese entstammen den glazialen und rezenten Inundationen. — Damals wie heute benutzte die Entwässerung also dieselben unterirdischen Abflußwege.

Die kaltzeitliche Akkumulationsfläche im Polje von Nikšić steht in direktem Zusammenhang mit den Moränen im Gračanica-Tal, wie eine 8—10 m hohe Schotterterrasse beweist, die im Gračanica-Tal überall zu beobachten ist. Eine niedrigere Terrasse in 5—6 m tritt nur stellenweise auf. Bemerkenswert ist ferner die Ablagerung von Stauseetonen hinter dem großen Moränenwall unterhalb von Donje Morakovo.

Es handelt sich um 5 bis 6 m mächtige horizontal geschichtete schokoladen- bis gelbbraune Schluffe, die nur selten Anzeichen echter Jahresschichtung erkennen lassen. Das Fehlen von Blattabdrücken, Pflanzenresten oder anderer Fossilien weist auf eine noch kaltzeitliche Ablagerung hin; unklar ist nur, warum keine warzenartige Ausprägung zustande kam. Der Ton überdeckt den durch einzelne niedrige Rundhöcker geformten glazialen Trog des Gračanica-Gletschers. Wie schon RADOJIĆ (1953) bemerkte, ist die Anlage des Nikšić-Polje älter als die Einschüttungen aus der letzten Kaltzeit. Das Polje selbst ist also eine reine Vorzeitform. Dieselbe fossile Anlage konnte LEHMANN (1959) am Monte Velino (Abruzzen) östlich von Rom nachweisen. Ähnlich wie in den hohen Poljen am Orjen (RATHJENS 1960) ist auch im Nikšić-Polje an den Rändern nichts von einer Unterschneidung des Hanges zu bemerken, wie sie für aktiv in Bildung befindliche Karstverebnungen typisch ist (LEHMANN 1953, 1956, v. WISSMANN 1954, GELLERT 1961). LOUIS (1956) betont die Bedeutung der Schüttung gegen einen Kalkhang für die ständige Erweiterung eines Polje. Prinzipiell wäre hierbei natürlich noch zu klären, in welchem Verhältnis die Erosionskraft des Wassers zur Lösungsfähigkeit des Wassers steht, d. h. wieviel der Unterschneidung auf das Konto normaler mechanischer Erosion (BÖGLI 1956) an einem Prallhang entfällt. Auch die Bedeutung einer lehmigen Decke für das Heranführen des Wassers an einen Gegenschüttungshang darf nicht überschätzt werden, denn es finden sich — so konnte im Nikšić-Polje an vielen Stellen beobachtet werden — selbst in mehrere Meter mächtigen tonigen Ablagerungen Ponore. Verkleidung mit tonigen Sedimenten hat für ein Polje nur dann eine besondere morphologische Bedeutung, wenn nicht durch Nachsackungsvorgänge immer wieder neue Ponore entstehen. Letzteres ist aber bei allen jenen Poljen der Fall, deren Untergrund von Karstgerinnen durchzogen sind, die ihr Wasser von an das Polje angrenzenden Karstgebieten beziehen. Im Nikšić-Polje gelangt nur ein Teil des Wassers des dem Polje tributären Einzugsbereiches auf den Poljeboden. Die Masse des in den umliegenden Ponoren und Dolinen versickernden Wassers unterfließt das Nikšić-Polje und fehlt damit in der warmen Jahreszeit, in der die Korrosion die Erweiterung der Poljenflächen begünstigen würde (man denke dabei mit BÖGLI [1956] an die bis zum Vierfachen höhere Lösungsgeschwindigkeit in Kalken des tropischen Klimas gegenüber

jenen im alpinen oder arktischen Raum). So mehren sich heute im dinarischen Karst die Beweise für eine nur minimale Weiterbildung unter rezenten Bedingungen und für eine präquartäre Anlage der Poljen. Schon frühzeitig wurde auf die Bedeutung tektonischer Senkung für die Anlage der Poljen hingewiesen (GRUND 1910). MACHATSCHEK (1952) vertrat die Auffassung, daß die Poljen dem Streichen tektonischer Einmuldungen folgen. KAYSER (1932) glaubte eine tektonisch bedingte stufenförmige Anlage der Poljen zu erkennen. Neuere Untersuchungen von ROGLIĆ (1954, 1961) machen auf die Anlage der Poljen jeweils an der Grenze von undurchlässigem gegen lösliches Gestein aufmerksam, was natürlich immer eine tektonische Ursache (Falte, Verwerfung) voraussetzt. Doch sind solche Berührungsstellen keinesfalls, wie KAYSER annimmt, stockwerkartig verbreitet, sondern wahllos über verschiedenste Höhenlagen verstreut. Überall dort, wo ein Fluß aus undurchlässigem in ein verkarstungsfähiges Gestein übertrat, bestand also die Möglichkeit zur Anlage von Poljen. Die nachweislich quartäre Verschüttung, schon von GRUND (1910) beobachtet, verweist die Poljenentstehung in ein korrosionsgünstigeres vorzeitliches Klima. So sind die rezenten Vorgänge im Karstgebiet in erster Linie auf die Kleinformung beschränkt, wenn nicht gerade der Mensch durch Bodenzerstörung einen quasinatürlichen Prozeß einleitet. Hierauf hat jüngst RATHJENS (1960) hingewiesen. Wie stark in historischer Zeit der anthropogen bedingte Abtrag infolge des Feldbaus, der Abholzung, der — jetzt verbotenen — Ziegenweide usw. sein kann, zeigt eine Beobachtung im Nikšić-Polje. Hier liegen am Ponor Slivlje mehr als 5,5 m postglaziale humose Feinsande, Sande und Kiese und Gračanica-Schotter mit humosen Lehmlinsen. Systematische Untersuchungen zu diesem Fragenkreis fehlen bisher leider.

Auch über die periglaziale Umformung lassen sich nur selten sichere Aussagen treffen. Der Mangel an Aufschlüssen und die weithin jeder Schuttdecke entbehrende Kalkfläche bieten nur magere Anhaltspunkte für allgemeine Aussagen. Daher kommt den wenigen Aufschlüssen eine um so größere Bedeutung zu. So zeigt ein Erosionsriß 500 m unterhalb des Klosters Sveti Luka im Gračanica-Tal über gut gerundeten („bunten“) Schottern mit Eruptivmaterial noch 2,5—3,0 m Periglazialschutt, der aus weißem, plattigem und kantigem dolomitischem Kalk besteht und in dem eine Reihe aus der höheren Umrahmung stammender großer Kalkblöcke stecken. Die Oberkante der Schuttschicht liegt etwa 10—12 m über dem Bachbett und beweist, daß noch zur Zeit der Zerschneidung der kaltzeitlichen Hauptterrasse periglaziale Bedingungen herrschten und ebenso, daß der Einschneidungsprozeß ein noch kaltzeitlicher Vorgang war und nicht erst in der Postglazialzeit erfolgte.

Zusammenfassung:

Eine Kartierung des Eisrandes an der Westseite der Lukavica-Hochfläche in Westmontenegro zeigt, wie stark die Reliefformen der Karsthochfläche die Bewegung und Mächtigkeit des Plateau-Eises an seinem Außenrande beeinflussen und dadurch die unterschiedliche Höhenlage der Eiszungen in engbenachbarten Gebieten hervorriefen. Während der von KAYSER (1932) für die würmeiszeitliche

Schneegrenze angegebene Wert im allgemeinen bestätigt werden konnte, hält Verfasser den Wert für eine maximal bis 150 m tiefere Altmoränen-Schneegrenze für zu hoch und möchte höchstens die von KAYSER angegebenen Minimalwerte bis zu einer 50 m tieferen Schneegrenze annehmen. — Die Betrachtung der glazifluviatilen Vorgänge zeigt eine vorwürmeiszeitliche Anlage der Poljen, die kaltzeitlich verschüttet wurden und die heute keine nennenswerte Erweiterung erfahren. Die Erosionskraft der Schmelzwässer war gering, weil ein großer Teil des Wassers in den kaltzeitlich nicht verschlossenen Ponoren versank. Ein ausgeglichenes Tallängsprofil konnte sich deshalb nicht herausbilden. Eine Ausnahme bildet nur das in undurchlässigen Schichten verlaufende Gračanicatal. Die von HASSERT (1901) vertretene Auffassung von einem ausgeglichenen kaltzeitlichen Tallängsprofil, das erst durch die postglaziale Verkarstung unterbrochen wurde, ist nicht haltbar.

Literatur:

- BÖGLI, A.: Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. — International Geographical Union, Report of the Commission on Karst Phenomena, Rio de Janeiro 1956.
- CVIJIC, J.: L'époque glaciaire dans la péninsule balkanique. — *Annales de Géographie*, 1917, 189—218.
- GELLERT, J.: Der Tropenkarst in Südchina im Rahmen der Gebirgsformung des Landes. — *Verhandl. d. 33. Deutschen Geographentages in Köln 1961*, 376—384, Wiesbaden 1962.
- GRUND, A.: Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. — *Geogr. Abh.* 9, 3, 1910, Stuttgart.
- HABE, F.: Ponor Slivlje na Nikšićkem polju (Ponor Slivlje im Polje von Nikšić). — *Geografski Vestnik*, 32, 1960, 89—96, Ljubljana.
- HASSERT, K.: Gletscherspuren in Montenegro. — *Verhandl. d. 13. Deutschen Geographentages in Breslau, 1901*, 218—231.
- KAYSER, K.: Morphologische Studien in Westmontenegro. — *Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin*, 1932, 248—279.
- LEHMANN, H.: Karstentwicklung in den Tropen. — *Die Umschau in Wissenschaft und Technik*, Frankfurt a. M. 1953.
- LEHMANN, H.: Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. — *Erdkunde*, 10, 1956, 185—204, Bonn.
- LEHMANN, H.: Studien über Poljen in den venezianischen Voralpen und im Hochapennin. — *Erdkunde*, 13, 1959, 258—289, Bonn.
- LOUIS, H.: Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung, auf Grund von Beobachtungen im Taurus. — *Erdkunde*, 10, 1956, 33—53, Bonn.
- RADOJČIĆ, B.: Nikšićko, Polje. — *Geomorfološka promatranja (Le polje de Nikšić-Etude morphologique)*. — *Geografski Glasnik*, Bd. 14—15, 1952—53, 71—86, Zagreb.
- RATHJENS, C.: Beobachtungen an hochgelegenen Poljen im südlichen Dinarischen Karst. — *Z. f. Geomorphologie*, 4, 1960, 141—151, Berlin.
- ROGLIĆ, J.: Korrosive Ebenen im Dinarischen Karst. — *Erdkunde*, 8, 1954, 113—114, Bonn.
- ROGLIĆ, J.: Pleistocensko jezero u dolini Zete. — *Geografski Glasnik*, 20, 1958, 149—151, Zagreb.
- ROGLIĆ, J.: The Glaciation of the Dinaric Mountains and its Effect on Karst. — *Abstracts of Papers of 6. Inqua Warschau 1961*, S. 70.
- ŠOBAJČIĆ, P.: Lednički tragovi u Nikšićkoj Župi (Gletscherspuren in der Nikšićka Župa. — *Glasnik Geografskog Društva*, 12, 1926, 133—136, Beograd.
- WISSMANN, H. v.: Der Karst der humiden und sommerheißen Gebiete Ostasiens. — *Erdkunde*, 8, 1954, 122—134, Bonn.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

DIE STURMFLUT VOM 16./17. FEBRUAR 1962 AN DER SCHLESWIG-HOLSTEINISCHEN WESTKÜSTE

DIETRICH BARSCH

mit 12 Abb., davon eine als Beilage, und 8 Bildern

Summary: The storm tide of 16—17 February 1962 on the west coast of Schleswig-Holstein.

A pronounced depression — according to H. Prügel's classification of the Scandinavian type — caused a particularly high tidal wave on 16—17 February 1962 along the coast of the Heligoland Bay. It is the object of this paper to give an account of the course of events and consequences on the North Sea coast of Schleswig-Holstein.

The storm — brought about by the depression — reached as much as force 12 in gusts near the coast. In addition, it seems that as regards the flooding it was also very important that compared with other occasions the wind direction changed only very little; viz. in the 12 hours before high water it merely turned from 283° to 307°. Consequently the coast was hit by a fully developed heavy sea and the readings on the tide-gauges were the highest since precise recording began. A registering tide-gauge has been operating in Tönning since 1875, in Husum since 1905. It

is certain that this flood tide was higher than the historic one of 1634 which split the isle of Strand into Nordstrand, Pellworm and a few small Halligen, or the Christmas tidal wave of 1717. The height reached was probably hardly if at all less than that of the February flood of 1825.

The damage caused by the tidal wave is shown on the accompanying map (Abb. 1). Its magnitude, like the heights of the highest recorded flood tides, increases from north to south. There was no loss of land despite the fact that a number of polders were flooded. A comparison with the damage of the tidal wave of 18 October 1936 shows that within certain limits under the described conditions the most vulnerable spots remain the same.

Geomorphologically it is interesting to note that the sea destroyed the gentle slopes of the dykes and dunes and created cliffs as erosive features. The dyke breaches, however, are probably not the result of receding cliffs but rather of the expansion of individual pools.