

ABHANDLUNGEN DES GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
DER
FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

herausgegeben von
E. FELS und J. H. SCHULTZE

BAND 5

GEOMORPHOLOGISCHE
ABHANDLUNGEN

Otto Maull zum 70. Geburtstage gewidmet

Besorgt von

E. Fels, H. Overbeck und J. H. Schultze

Mit 33 Abbildungen, Karten und Diagrammen



1957

DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

ABHANDLUNGEN DES GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
DER
FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

herausgegeben von
E. FELS und J. H. SCHULTZE

BAND 5

GEOMORPHOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

OTTO MAULL zum 70. Geburtstage gewidmet

Besorgt von
E. Fels, H. Overbeck und J. H. Schultze

Mit 33 Abbildungen, Karten und Diagrammen

1 9 5 7
DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Gedruckt mit Unterstützung der Freien Universität Berlin



Alle Rechte vorbehalten

2 115 3 597 37

INHALTSVERZEICHNIS

Widmung	5
Bakker, Jan Pieter (Prof. Dr., Amsterdam, Städt. Universität, Physisch-Geographisches Laboratorium, Mauritskade 63): Zur Entstehung von Pinggen, Oriçangas und Dellen in den feuchten Tropen	7
Klaer, Wendelin (Dr. rer. nat., Assistent am Geographischen Institut der Uni- versität, Heidelberg, Zeppelinstraße 1): „Verkarstungserscheinungen“ in Silikatgesteinen	21
Morawetz, Sieghard X (Prof. Dr., Geographisches Institut der Universität, Graz, Universitätsplatz 2): Junge Erosion und Akkumulation in den Ostalpen	29
Pillewizer, Wolfgang (Dr. habil., Privatdozent, Techn. Leiter der Karl Wenschow GmbH., München 9, Rafensteinstraße 4): Untersuchungen an Blockströmen der Öztaler Alpen	37
Paschinger, Herbert X (Prof. Dr., Geographisches Institut der Universität, Innsbruck, Innrain 52/II): Das mittlere Inntal und Silltal in der Schlernzeit	51
Kögel, Ludwig (Dr. phil., Oberfischbach b. Bad Tölz, Buchnerstraße 91): Formgestalt und Pflanzendecke der Niedertauern-Landschaft ..	59
Lehmann, Herbert (Prof. Dr., Geographisches Institut der Universität, Frankfurt a. Main, Kettenhofweg 113): Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Manti- queira und im Paraiba-Tal (Brasilien)	67

* * *

In der „Otto-Maull-Festschrift“ der Zeitschrift der Ge-
sellschaft für Erdkunde zu Berlin „Die Erde“, Jahr-
gang 88, 1957, Heft 3/4 erscheinen gleichzeitig folgende
Beiträge:

- Overbeck, Hermann: Das politisch-geographische Lehrgebäude von Fried-
rich Ratzel in der Sicht unserer Zeit
- Schultze, Joachim-Heinrich: Die wissenschaftliche Erfassung und Bewertung
von Erdräumen als Problem der Geographie
- Louis, Herbert: Über Mitteleuropa als Ländergestalt
- Hartke, Wolfgang: Sozialgeographischer Strukturwandel im Spessart
- Beuermann, Arnold: Tripolis und seine Umwelt
- Fels, Edwin: Die ostmakedonischen Seen in Griechenland
- Glauert, Günter: Veränderungen in der Bevölkerungsstruktur Nord-
afrikas in den letzten Jahrzehnten
- Czajka, Willi: Die Serra do Araripe

Lieber und verehrter Kollege Otto Maull!

Zu Ihrem 70. Geburtstage am 8. Mai 1957 widmet Ihnen das Geographische Institut der Freien Universität Berlin einen Strauß von Arbeiten, die alle aus einem der von Ihnen besonders eifrig gepflegten Lieblingsgebiete stammen, der Geomorphologie.

Als Verfasser finden Sie Schüler, Freunde und Kollegen, die sich in ihren aufrichtigen Glückwünschen vereinigen, um Ihnen als charaktervollem Menschen, als Gelehrtem eigener Prägung und als erfolgreichem akademischem Lehrer ihre Studien darzubringen.

Aus tiefwurzelndem Streben nach geistiger Schau der Länder und Landschaften war es Ihnen vergönnt, in unermüdlicher Feld- und Schreibtischarbeit die Allgemeine Geographie ebenso wie die Länderkunde entscheidend zu fördern. Daraus sind anerkannte Marksteine unseres Faches entstanden, sei es Ihre Allgemeine Geomorphologie oder Ihr System der Politischen Geographie oder seien es Ihre großen Werke zur Länderkunde Südeuropas, Südamerikas und unseres deutschen Vaterlandes.

Ihnen, lieber Kollege, wurden zum 70. Geburtstage so zahlreiche Abhandlungen gewidmet, daß die Gesellschaft für Erdkunde sie nicht alle in der Otto-Maull-Festschrift des 88. Jahrganges 1957 (H. 3/4) ihrer Zeitschrift „Die Erde“ vereinigen konnte. Eine günstige Fügung gestattete es jedoch, die hier veröffentlichten sieben geomorphologischen Studien von den insgesamt 15 Arbeiten abzugliedern und gesondert in Druck zu geben. Darüber freuen wir uns als Betreuer um so mehr, als wir mit Ihnen freundschaftlich verbunden sind, der erste als Ihr alter Studiengenosse in München, die beiden anderen als Ihre Frankfurter Schüler. So konnte, wenn auch auf zwei getrennten Wegen, der ursprüngliche Plan einer Ihnen gewidmeten Geburtstagsgabe verwirklicht werden.

Mit uns grüßen Sie die Verfasser der geomorphologischen Abhandlungen in freundschaftlicher Verehrung und wünschen Ihnen noch viele durch ungebrochene Schaffenskraft gesegnete Jahre.

Edwin Fels Hermann Overbeck Joachim H. Schultze

OTTO MAULL hat die Vollendung dieses ihm gewidmeten Bandes nicht mehr erlebt. Er ist zu unserem großen Schmerz am 16. Dezember 1957 für immer von uns gegangen.

Zur Entstehung von Pingen, Oriçangas und Dellen in den feuchten Tropen, mit besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam)

Einige Bemerkungen über Granitverwitterung

*Meinem hochverehrten Frankfurter Lehrer,
Herrn Prof. Dr. Otto Maull, zum 70. Geburtstag
mit besten Wünschen geroidmet*

Von

J. P. BAKKER

Mit 12 Abbildungen

About the forming of small cirques (Pingen and Oriçangas) and small compound cirques (Dellen) on granite in tropical rainforest climates, especially in the Voltzberg region (Surinam).

1. FREISE in principle distinguishes two types of small cirques on granite in Brazil.

a) Cirques and compound cirques ("Baumverfallspingen" and Dellen) which have been formed under tropical rainforest. b) Oriçangas (= Water-eyes) formed in the dry region of NE Brazil.

2. My explorations during the Voltzberg expedition 1956 show that Oriçangas in different stages of development occur also in the humid tropics (lat. 4°40'N; annual rainfall c. 2300 mm; annual temperature 26–26.5°).

3. The granite-inselbergs are mainly covered with Lichens and Algae. In spite of the humid tropical macroclimate these cause weathering with high pH-values. In the afternoon the water of the Oriçangas showed pH-values of 7.6–8.2.

4. The SiO₂ dissolved with high pH-values is deposited in the form of small very resistant sheets of diameter of some cm and thickness of some mm—cm after the quick drying up of the surface of the Lichens and Algae.

5. Together with the Lichens and Algae the SiO₂-sheets shut the granite off from deeper weathering, a situation which is not only of essential importance for the forming of the inselbergs in the tropics, but which also makes the granite surface dry microclimatologically. In spite of the smart showers the granite surface is dry again shortly after the rain has stopped, quickly reaching high temperatures (60–70° C). This circumstance renders fairly irrelevant the fact whether the tropical macro-climate is very humid or rather dry.

6. In connexion with the cyclic development of the soilprofiles under tropical rainforest and evergreen seasonal forest the explanation by FREISE of

his "Pinge" is implausible. Where he finds peat under the forest of his Pinge this is probably to be explained as Oriçangas filled with peat (also occurring in the Voltzberg region), overgrown by tropical rainforest or by tropical evergreen seasonal forest.

7. Quite new too was the discovery that in the humid tropics (Voltzberg region) granite weathering with the formation of high concentrations of montmorillonite (30%) and illite (c. 25%) — in the resulting clay of the cirques — can exist. This was to be expected in view of the high pH-value in the water of the cirques, and the high T-value of the clay fraction (42) determined by Dr. H. J. Müller in our Laboratory, all the same the discovery remained very surprising. For comparison may serve the fact that at a distance of less than 100 metres the clay under evergreen seasonal forest contains 85% kaolinite and 15% hydrargillite. Mention should also be made of the fact that the granite weathering of the Oriçangas is rich in epidotes and poor in alterites, whereas in the soil-profiles under the high forest all the epidotes have practically disappeared and the number of alterites is considerably larger (vide also the tables annexed to this publication).

Einleitung

Bei der Inselbergbildung in Graniten und damit verwandten Gesteinen treten unter verschiedenen Klimaverhältnissen merkwürdige Pfannen, Näpfe, Kessel, Bromeliaceenhorste

¹ Für die ältere Literatur darf auf SAPPER [1935] verwiesen werden. Man vergleiche auch die Bibliographien von LINTON, BIROT, MORTENSEN und HEMPEL, MORTENSEN und SOLÉ SABARIS im Premier Rapport de la Commission pour l'Étude des Versants (Union Géographique Internationale), Amsterdam 1956.

usw. auf. Sie sind u. a. von THORBECKE aus Kamerun, von KREBS aus Dekan¹, von FREISE [1938] und MAULL [1930] aus Brasilien, von JESSEN [1936] aus Angola und von HANNEMANN [1952] aus Texas erwähnt bzw. eingehender besprochen worden. Besonders FREISE hat diese Napf- und Pingenbildung im Zusammenhang mit der Vegetationsentwicklung untersucht.

Während meiner Expedition 1956 im Coppennamegebiet (Surinam) hatte ich Gelegenheit, in enger Zusammenarbeit mit den zwei Botanikern Frh. Dr. A. RUINEN und Dr. S. J. P. SCHULZ² die Napfbildung des Voltzberggebietes eingehender zu untersuchen.

Die FREISE'sche Einteilung und Deutung der Kessel

Grundsätzlich unterscheidet FREISE [1938]:

A. Baumverfallspingen und Dellen, welche unter dem immerfeuchten Tropenurwald Brasiliens (IB—F) entstanden sind [Abb. 1, 2 und 3].

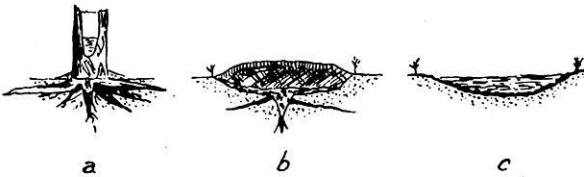


Abb. 1: Die subsilvine Entstehung von Dellen nach FREISE [1938]. Übergangsstadium vom Baumstandplatz (a) über verwesende Wurzelstumpfreste (b) zur Pinge (c).

B. Die Bromeliaceennäpfe (Oriçangas = Wasseraugen) und Dellen des Dürregebietes Brasiliens (IB—T).

A. FREISE betrachtet für das Urwaldgebiet zwischen Rio Doce und S. Matheus (Jahresmitteltemperatur 25,5° C mit fast 2200 mm NaCl- und NO₂-reichen, auf acht Monate verteilten Niederschlägen) die Pingen als Keimzellen für den Aufspaltungsprozeß. Diese Pingen würden beim Verfall von Stämmen an der Altersgrenze durch Ausgärung der Stammruinen und der Wurzelstöcke entstehen (Abb. 1). Die Einzelpingen würden in dieser

² Meinen beiden Mitarbeitern beim ersten Teil der Expedition möchte ich hier nochmals auf das herzlichste für die anregenden Diskussionen danken. Herrn Dr. J. LINDEMAN, Botanisches Museum der Universität Utrecht, verdanke ich die Bestimmung der von SCHULZ gesammelten Pflanzen.

Weise 10—15 m³, Großpingen 20—30 m³ Inhalt erreichen können.



Abb. 2: Aneinanderreihung verschiedener Pingen, deren Zwischenräume nach und nach durch Verwitterung verschwinden [nach FREISE 1938].

Dellen (Abb. 3 und 4) würden sich entweder aus aneinanderschließenden Pingen oder aus der Verfallsstelle eines umgelegten Großstammes bilden. Dellen der ersten Art haben 35 bis 50, selten bis 70 m Länge, 1,5 bis 3,5 m Tiefe und 1 bis 1,5 m obere Breite. Die Pingen und Dellen haben einen sichtbaren Auslauf, sei es, daß der vermoorende Inhalt überfließt oder daß eine Wandstelle infolge der fortschreitenden Lösungsprozesse durchbrochen ist. Sie sind deutlich durch eine Anzahl der von FREISE angegebenen Erscheinungen von den sogenannten Erosionsbarrancos unterschieden. Für eine weitere Beschreibung der Vermooring und Verwesung der Verfallsmassen der Pingen und Dellen darf hauptsächlich auf die Seiten 144—156 bei FREISE [1938] hingewiesen werden.



Abb. 3: Endform einer aus verschiedenen Pingen gebildeten Delle [nach FREISE 1938].

B. Als Dürregebiet bespricht FREISE besonders die im nordöstlichen Teil Brasiliens (W-Ceará; W-Pernambuco; S-Piauí und NW-Bahia) durch granitische und gneisige Muttergesteine bedingten Oberflächenformen (Niederschlag von nur 400 bis 600 mm Jahreshöhe, von welchem etwa 90 % von Dezember bis Mitte Februar und im Zeitraum von drei Wochen um den 1. April fallen). Hier würden nach FREISE nebeneinander auftreten: Reste ehemaliger Baumverfallspingen; Bromelia-



Abb. 4: Öffnung einer Delle nach der Hangseite unter allmählicher Bildung einer Überlaufnische [nach FREISE 1938].



Abb. 5: Eine trockene und eine mit Wasser gefüllte junge Orçanga auf der Granitplaat. Etwas mehr im Hintergrund ein weißer Fleck, auf dem vor kurzem noch eine höhere Vegetation wuchs. Diese jungen Orçangas haben noch keine deutliche Abfuhrrinne; sie sind teilweise aufgefüllt mit Epidot-, Zirkon- und glimmerhaltigem Verwitterungssand, einer Lichenen-Algengesellschaft und Humus (16,2 bis 18,2%). Links eine ganz mit etwa 6 m hohen Sträuchern von *Clusia nemorosa* G. W. F. Mey aufgefüllte Orçanga. Im weiteren Hintergrund die mehr oder weniger geschlossene Savannenvegetation, welche in den niedrigen Regenwaldtypus übergeht (man vergleiche auch Fig. 12). Photographie Drs. J. P. SCHULZ.



Abb. 6: Vermoorungsstadium der Orçanga-Entwicklung (Granitplaat). Die Auffüllung besteht aus epidot-, zirkon- und glimmer- und etwas tonhaltigem grobem Quarzsand und Moor (Humusgehalt 16,1%), bzw. sandigem Moor. Die „nasse“ Pflanzengesellschaft besteht aus: *Scleria setacea* Poir. (Cyperacee), *Mesosetum cayennense* Steud. (Graminee), zwei Papilionaceen, unter welchen *Cassia tetraphylla* Desv. var. *saxafilis* Amsl. und *Ernestia rubra* Pulle (eine Melastomataceae). Im hinteren Teil der Orçanga: Sträucher von *Clusia nemorosa* G. F. W. Mey (eine Guttifere). Wie auf Abb. 5 wird die dunkelgraue Oberfläche des Granites durch die Lichenen-Algengesellschaft gebildet. Die Überflußrinne der Orçanga liegt unter den *Clusia*sträuchern im Hintergrund. Im linken Teil des weiteren Hintergrundes ist die Grenze zwischen der Savannenvegetation und dem niedrigen Regenwald deutlich zu sehen (Photographie Drs. J. P. SCHULZ).



Abb. 7: Rückzugsstadium der Vegetation in einer Oriçanga auf der Granitplaat mit ungefähr senkrechter Hinterwand, welche aber nicht mehr von den Pflanzen berührt wird. Die Pflanzengesellschaft besteht aus: *Mesosetum cayennense* Stend. (sehr zahlreich), *Panicum* vs. *parvifolium* Lam., *Scleria setacea* Poir., *Cassia tetraphylla* Desv. var. *saxafilis* Amsl., eine andere Papilionacee spec., *Ernestia rubra* Pulle (ziemlich zahlreich), *Campylopus* (?), *Furcraea foetida*. Der Strauch ist ein *Ficus*. — Die weißen Flecken am Rande der Oriçanga sind die vor kurzem von den höheren Pflanzen verlassenen Stellen. In der Abfuhrinne im Vordergrund finden sich Schuppenreste der *Mesodesquamation*. Im Hintergrund (links) der Voltzberg (Photographie Drs. J. P. SCHULZ).

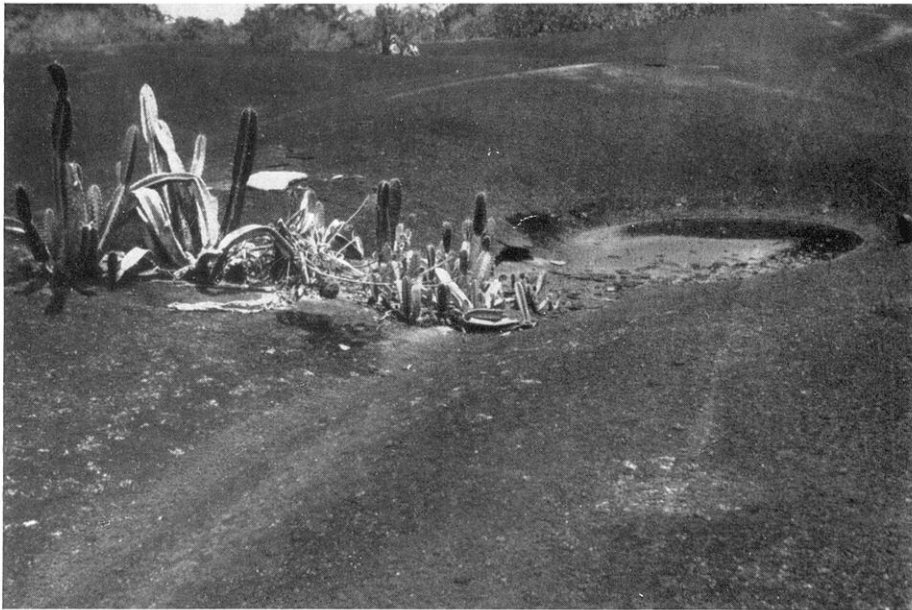


Abb. 8: Eine alte Oriçanga mit einer Mikroterrasse (beim Schuh) und einer nur einige cm hohen Verjüngungswand. In dem mit Wasser, Sand und der Lichenen-Algengesellschaft gefüllten Becken wurden Temperatur- und pH-Messungen vorgenommen. Ob die Cacteen (*Cereus*) neue Einwanderer oder im Rückzug begriffen sind, ist nicht festzustellen. — Links der dünne Typus der *Mesodesquamation* (Mächtigkeit der Schuppen < 5 cm). Rechts eine Diaklase, die, wie manchmal, keinen Einfluß auf Lage und Richtung der Oriçangas haben. Im Vordergrund: die Überflußrinne mit deutlich konvexem Profil. Die kleinen weißen bis grauen Flecken sind entweder Kieselplättchen oder junge Abschuppungsstellen derselben (Photographie Drs. J. P. SCHULZ).

ceennäpfe (Oriçangas); seltener Dellen und Überlaufnischen.

Unsere Untersuchungen im Voltzberggebiet haben eine Reihe von Tatsachen geliefert, welche es sehr fraglich machen, ob ein Teil der von FREISE vertretenen Auffassungen über die grundverschiedene Bildung von Oriçangas einerseits und Baumverfallspingen andererseits unter zwei verschiedenen Klimaverhältnissen aufrechtzuerhalten ist³.

In diesem vorläufigen Bericht sollen die nachfolgenden Punkte kurz behandelt werden:

1. Einige allgemeine Bemerkungen über das Voltzberggebiet
2. Die Klimafrage
3. Die Typen der Granitverwitterung im Voltzberggebiet
4. Die FREISESche Erklärung der Pingen

1. Das Voltzberggebiet liegt in ungefähr 4° 40' n. Br. Die jährliche Niederschlagsmenge dürfte etwa 2300 mm betragen (BRAAK 1955; BAKKER 1954). In der unmittelbaren Nähe des Voltzberges fehlen aber Regenstationen vollständig. Mehr nördlich bei der Mündung des Tibiti-Flusses in den Coppename fielen in der Periode 1911 bis 1930 jährlich 2195 mm Niederschlag. Am mehr südlich gelegenen Gebirgsrand soll nach Berechnungen im Rahmen des Brokopondo-Stauseeprojekts die jährliche Regenmenge sogar 3000 mm übersteigen. Nur die Periode, welche ungefähr in der zweiten Hälfte des September anfängt und bis in die erste Hälfte des November fort dauert, ist ganz oder teilweise als Trockenzeit in klimatologischem Sinne zu betrachten.

Die mittlere Jahrestemperatur in Paramaribo (ungefähr 5° 45' n. Br.) ist 26 bis 26,5° C.

Im Voltzberggebiet findet man alle Vegetationstypen zwischen Hochwald und fast nackten, nur mit einer Flechtengesellschaft bewachsenen Granitplatten und Glockenbergen. Wir fanden

- a) niedrigen Regenwald („evergreen seasonal forest“ im Sinne FANSHAWE'S [1952]) auf noch nicht verkrusteten lateritischen Böden (maximale Höhe rund 30 m).

³ In Zusammenhang mit der Bodenprofilentwicklung hoffe ich auf FREISES Vegetationszykluslehre an anderer Stelle zurückzukommen.

- b) degradierten niedrigen Regenwald („Liane forest“ im Sinne LINDEMAN'S auf schwach abgetragenen (trunkierten), mäßig verkrusteten Böden.
- c) Bergsavannenwald im Sinne LINDEMAN'S auf stärker trunkierten, verkrusteten Böden (Höhe rund 15 m).
- d) schmalere Streifen und Flecken von Sträuchersavannen (einschließlich kleinerer Gewächse) auf den letzten Resten der durch Bodenerosion zerstörten Lateritkrusten.
- e) fast nackte Granitplatten, -hügel und Inselberge, größtenteils mit Flechten usw. bedeckt. Auf Böschungen < 56° und in den Pingen bzw. Oriçangas ist manchmal wieder eine Savannenvegetation im Einwandern begriffen (Hintergrund von Abb. 5; Abb. 6). An anderen Stellen gibt es Hinweise, daß die Savannenvegetation wieder zurückgewichen bzw. schon verschwunden ist (Abb. 7 und 8).

Das Voltzberggebiet besteht hauptsächlich aus Biotitgranit, z. T. etwas porphyrisch, in dem Feldspäte (Albiet, Perthit, Oligoklas, Mikroklin) als Erstling auftreten. Nach VAN LOON (mündliche Mitteilung) haben die größten Feldspatkristalle einen Durchmesser von 1 cm. Stellenweise sind in diesen Graniten noch kleinere Schieferreste festzustellen.

2. Bezeichnend für die Klimafrage ist, daß auf dem fast nackten Granit der sogenannten „Granietplaat“ (Granitplatte) und des Voltzberges Oriçangas in verschiedenen Stadien der Entwicklung vorkommen (Abb. 5, 6, 7, 8). Das heißt also, daß in einem feucht-tropischen Gebiet genau dieselben Kleinformen von derselben Größenordnung vorkommen wie diejenigen, welchen FREISE eine Entstehungsweise in einem viel trockneren Klima zuschrieb. Die Erklärung ist wohl in der Tatsache zu suchen, daß für solche Granitplatten die mehr oder weniger große makroklimatologische Feuchtigkeit nur eine bescheidene Rolle bei der Bildung der Oriçangas spielt. Viel wesentlicher ist, daß in den feuchten Tropen ein sehr großer Teil der Niederschläge in Form von mehr oder weniger kurzstündigen Schauern fällt, welche auf den Granitplatten und Inselbergen schnell zerstäuben, verdunsten oder durch untiefe Rinnen oder von Schichtfluten abgeführt wer-

den. Eine Stunde oder noch weniger nach dem Regen ist die mit Flechten bedeckte oder nackte Granitoberfläche schon wieder ganz trocken. In diesem Zusammenhang ist wichtig, darauf hinzuweisen, daß FREISE Oberflächentemperaturen des nackten Granits von 60 bis 70° C erwähnt. Auch meine Beobachtungen ergaben Temperaturen von rund 60° C (September-Oktober 1956). Selbst nach Regenfällen am Ende des vorigen Tages oder in der vorhergehenden Nacht wurden noch Höchsttemperaturen von 45 bis 50° C gemessen⁴.

Sehr wesentlich ist auch, daß sich unter dem Einfluß der Lichenen-Algengesellschaft auf dem Granit unserer Surinamischen Landschaft neue Kieselplättchen bilden. Die größten von mir gefundenen Plättchen haben einen Durchmesser von etwa 7×4 cm. Es ist nicht richtig, hier von einer Kieselkruste zu sprechen, denn die Plättchen sind durch kleine Lücken voneinander getrennt. Vielleicht wäre hier der Name Kettenpanzer zu benutzen. Doch schließen die Lichenen-Algengesellschaft einerseits und die Kieselplättchen andererseits den darunterliegenden, besser erhaltenen Granit fast völlig ab. Ein Boden, der als Feuchtspeicher dienen kann, fehlt hier also vollständig, was auch in den feuchten Tropen eine sehr schnelle Austrocknung der Oberfläche der Granitplatten, welche also die klimatologischen Feuchtigkeitszahlen morphologisch mehr oder weniger belanglos macht, begünstigt. Man könnte hier von einer durch die eigenartigen Verwitterungs- und Vegetationsverhältnisse bedingten a-makroklimatischen bzw. mikroklimatischen Trockenheit der Granitoberfläche sprechen.

3. Abgesehen von der sehr komplizierten Granitverwitterung im Bereich der tropischen Flüsse mit starker Verwilderungstendenz kann man im Voltzberggebiet zwei Haupttypen der Verwitterung auf Granit und damit verwandten Gesteinen (Granodioriten, Gneisen und Granodioritgneisen) unterscheiden:

a) Die Verwitterung der mehr oder weniger nackten Felsen einschließlich der Oriçanga-verwitterung.

⁴ Meine Temperaturbeobachtungen geschahen mit Sixthermometern unter einer ungefähr 1 bis 2 cm dicken gelbweißen künstlichen mittelkörnigen Sandschicht auf einem grauweißen Granitfleck, wobei der Sand länger feucht blieb als die unbedeckte dunklere Granitoberfläche.

b) Die Verwitterung unter tropischem Hochwald.

a) Ohne dieses Problem hier eingehend zu behandeln, kann wohl bestätigt werden, was andere Forscher schon gefunden haben [man vergleiche u. a. HANNEMANN, 1951/52], nämlich, daß die Kesselbildung auf kahlen Granitoberflächen unter übrigens sehr verschiedenen Klimaverhältnissen in irgendeiner Weise etwas mit Abschuppung zu tun hat (Abb. 7 und 8). Die Typologie dieser Abschuppungserscheinungen im Voltzberggebiet lasse ich hier unbesprochen. Wohl möchte ich aber auf eine Anzahl von Tatsachen hinweisen, welche m. E. für die Oriçangabildung sehr wichtig sind, aber in der Literatur, soviel ich weiß, nicht oder nur unvollständig erwähnt worden sind. Abb. 5 zeigt im Vordergrund eine trockene und eine mit Wasser gefüllte Oriçanga. An anderen Beispielen auf derselben Granitplatte kann man feststellen, daß es Übergangsformen von sehr flachen untiefen Abschuppungsnischen zu fast ganz offenen Wasseraugen — eine schwach entwickelte Schwelle ist immer da —, wie sie Abb. 7 zeigt, gibt. Obwohl die Sache dort etwas komplizierter ist, kann hier doch auch auf Abb. 8 verwiesen werden. Die Höchstdurchmesser der herzförmigen, mit Wasser gefüllten Oriçanga von Abbildung 5 sind $1,65 \times 1,40$ m. Ihre Tiefe ist 3,5 cm. Auf derselben Granitplatte hatte ein ähnliches untiefes Wasserauge Höchstdurchmesser von $2,40 \times 1,80$ m. In diesem Stadium fehlt noch eine deutliche Entwässerungsrinne mit konvexem Längsprofil, welche in Abbildung 7 und 8 aber wohl vorhanden ist, während ihre Vegetation aus einer noch nicht näher untersuchten Flechtengesellschaft⁵ besteht. In der in Fig. 8 abgebildeten Oriçanga wurden gleichzeitig mit Sixthermometern unter einer dunklen Flechten-Algenschicht Temperaturmessungen und im mit Flechten gemischten Wasser (bis fast zum Austrocknungsstadium) mit der Kolorimetrischen Methode LAMOTTE-KENNY⁶ pH-Messungen ausge-

⁵ Solange darüber noch keine eingehenden Untersuchungen vorliegen, spreche ich ganz allgemein nur von Lichenen- bzw. Lichenen-Algengesellschaft.

⁶ Die Indikatorflüssigkeiten waren Methylrot (pH 4,4—6,0); Bromthymolblau (pH 6,0—7,6) und Kresolrot (pH 7,2—8,8). Im physisch-geographischen Labor wurde nachher nachgeprüft, ob Änderungen der pH-Werte bei Temperaturen zwischen 20 und

führt. In einigen anderen Wasseraugen wurden nur pH-Messungen vorgenommen. Die Minimumtemperaturen waren 20 bis 27° C; die Maximumtemperaturen in der nassen bis noch einigermaßen feuchten Lichenen-Algenmasse 39 bis 43,5° C und im völlig trockenen Material 50 bis rund 60° C. Es darf nicht unerwähnt bleiben, daß das Oriçangasediment nur aus zwei Komponenten besteht, nämlich aus Kieselplättchen bzw. Glimmer, Epidot und zirkonhaltigem sehr grobem Quarzsand (einschließlich etwas Ton) und aus Resten der Lichenen-Algengesellschaft und deren Humifizierungsprodukten. Blätterreste von höheren Pflanzen fehlen vollständig.

Eine Vierzahl von pH-Messungen in frischem Regenwasser an verschiedenen Tagen ergaben 5,3 bis 5,4 (7 Uhr), 6,9 (14 Uhr), 6,7 (17.30 Uhr) und 6,6 (18 Uhr). Auch die pH-Werte des Wassers der Oriçangas mit Lichenen-Algengesellschaft waren zwischen 8 und 10 Uhr erheblich niedriger als zwischen 14 und 16 Uhr, bzw. 6,4 bis 7,4 und 7,6 bis 8,2, was wie bei Regenwasser wenigstens z. T. wohl auf Änderungen im CO₂-Gehalt zurückzuführen ist. Sehr überraschend waren die hohen pH-Werte (7,6 bis 8,2)⁷. Eine nähere Betrachtung des Gesteines ergab, daß sich unmittelbar unter den Kieselplättchen u. a. noch deutlich sichtbare, nicht mehr ganz frische Feldspäte befinden, welche von der genannten Lichenengesellschaft ständig angefressen werden, wobei eine Gel-artige Masse entsteht. Auch die Quarzkristalle der Granite selbst entspringen dieser Anfressung nicht. Daß dabei Hydroxylionen, welche die hohen pH-Werte erklären können, in die Flüssigkeit kommen, ist nicht unwahrscheinlich. Es sei gestattet, in diesem Zusammenhang an den Mg-, Na- und K-Gehalt der Feldspäte zu erinnern. Man vergleiche hier auch BIROT [1954].

45° C zurückzuführen sind auf Änderungen im Umschlagsgebiet der Indikatoren bei Temperaturerhöhung. Das war nicht der Fall.

⁷ Die kesselförmigen Vertiefungen mit überhängenden Wänden in grobkörnigen gneisoiden Granodioriten bei Quiadá (Brasilien) wurden von BRANNER und PASSARGE (SAPPER 1935, S. 90—92) durch das Auftreten von organischen Säuren im stehenden Wasser erklärt, was jedenfalls für die Jugend- und Verjüngungsstadien der Oriçangas im Voltzberggebiet nicht zutrifft. Dazu sind die pH-Werte in den Lichenen-Algenstadien viel zu hoch.

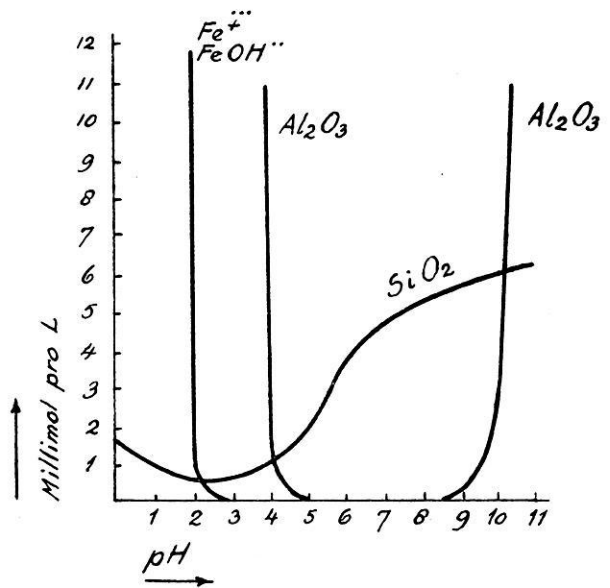


Abb. 9: Löslichkeit von SiO₂-Gel, Al-Hydroxyd und Eisen (III)-Hydroxyd in Abhängigkeit von der Wasserstoffionenkonzentration [nach C. W. CORRENS 1949].

Betrachtet man weiter CORRENS' Löslichkeitskurve vom SiO₂-Gel (Abb. 9), dann sieht man gleich, daß eben der pH-Bereich zwischen 5,3 (Regenwasser) und 8,2 außerordentlich wichtig ist. In diesem Bereich jedoch steigt die Löslichkeit vom SiO₂-Gel bis auf ungefähr das Doppelte. Damit sind wir vermutlich einer sehr wichtigen Ursache der Quarz- und Feldspatverwitterung und der Kieselplättchenbildung, welche u. a. für das Granitinselbergproblem von größter Bedeutung ist, auf die Spur gekommen; denn u. a. infolge der starken Erhitzung und Austrocknung der Granitoberfläche bilden sich aus dem SiO₂-Gel die schon oben erwähnten Kieselplättchen, welche irreversibel eintrocknen und deswegen ungeheuer widerstandsfähig sind. Diese Widerstandsfähigkeit ergibt sich u. a. aus der Tatsache, daß die Plättchen, welche zuerst in kleinen Hohlformen abgelagert werden, nachher infolge der selektiven Verwitterung als positive Mikroreliefformen⁸ auftreten. Wie schon gesagt, beobachtet man an solchen fast nackten Granitoberflächen des Voltzberggebietes einen Kettenpanzer von Kieselplätt-

⁸ Bei Quiadá wird die raue Oberfläche der Granodiorite von PASSARGE [SAPPER 1935, S. 92] im Anschluß an BRANNER durch das Hervorstehen von Feldspäten erklärt. Sind das wirklich Feldspäte oder feldspatähnliche SiO₂-Plättchen?

den, welcher in hohem Maße bestimmend auf den Charakter der Granitverwitterung wirkt. Einerseits verhindern die höchstens 1 bis 2 cm dicken Kieselplättchen eine schnelle Verwitterung und ein tiefes Eindringen derselben. Andererseits rufen sie eine Mikro-Desquamation hervor, nicht nur auf den Rücken (man vergleiche die kleinen weißen Flecke vor der Kakteengruppe in Abb. 8), sondern auch innerhalb und besonders am kleinen nur einige Zentimeter hohen senkrechten Steilrand der Wasseraugen, welche in Abb. 5 und 8 deutlich zu sehen sind. Der Sand bzw. die Kieselplättchen, welche im Jugendstadium oder in einem späteren Verjüngungsstadium in den Oriçangas vorkommen, verdanken ihre Entstehung größtenteils dieser Mikro-Abschuppung.

Neben dieser Mikrodesquamation der Kieselplättchen tritt eine Abschuppung auf, wobei die Dicke der Granitschuppen einige Zentimeter bzw. 5 bis 10 cm nicht übertrifft (Abbildung 7). Ich möchte diesen Typus als Mesodesquamation bezeichnen. Nicht immer entstehen dabei Oriçangas vom Typus wie in Abb. 5; denn gleichzeitig mit der Abschuppung können höhere Pflanzen in die Gesteinsrisse einwandern und durch ihre Schattenwirkung das Auftreten der Lichenen-Algengesellschaft mehr oder weniger verhindern. Diese Einwanderer sind u. a. die Cacteen *Cereus*, *Melocactus* und *Nopal*, die Bromeliaceen *Furcraea foetida* und *Ananas*, die Gräser *Thrasya campylostachya* (Hack.) Chase, *Mesosetum cayennense* Stend., *Panicum* vs. *parvifolium* Lam., die Cyperaceen *Scleria setacea* Poir., *Rhynchospora barbata* (Vahl) Kunth., *Bulbostylis capillaris* (L.) Kunth. var. *maior* Utt., die Guttiferen *Clusia nemorosa* G. F. W. Mey und *Clusia pana-panari* (Aubl.) Choisy, die Melastomataceen *Ernestia rubra* Pulle, *Aciotis* cf. *laxa* (L. C. Rich) Cogn. und *Miconia albicans* (Sw.) Triana, die Papilionaceen *Cassia tetraphylla* Desv. var. *saxafilis* Amsl., die Moracee *Ficus*, Araceen (*Philodendron* ?), Musci spec. (*Campylopus* ?), *Mimosa* und die Euphorbiacee *Jatropha urens* L. Man vergleiche weiter Beilage I und die Unterschriften der Abbildungen 5, 6, 7, 8, 12. Es ist ausdrücklich zu betonen, daß diese Einwanderung der höheren Pflanzen, Musci und Lichenen in sehr verschie-

denen Gesellschaften vor sich geht und nicht ohne Schwierigkeiten in einer Entwicklungsreihe unterzubringen ist, auch deswegen nicht, weil die Stadien des Eindringens der Pflanzengesellschaften nicht immer leicht von denjenigen des Zurückweichens zu trennen sind. Das „Neben-einander“ ist leicht festzustellen, die Reihenfolge des Nach-einanders aber nicht. Andererseits gibt es aber sehr charakteristische Bromeliaceenhorste mit *Furcraea foetida* als Dominante, Orchidaceen-Melastomataceenhorste mit *Ornithocephalus falcatus* und *Ernestia rubra* als Dominanten (ein Rückzugsstadium) und Araceenhorste. Bei Mesodesquamation treten von den höheren Pflanzen *Cereus* und *Melocactus*, gelegentlich begleitet vom Gras *Mesosetum cayennense* Stend., *Clusia nemorosa* und eine Bromeliacee wohl als erste Einwanderer in die Abschuppungsrisse auf. Auch das Hochstadium der Vermoorung der Oriçangas zeigt immer eine sehr charakteristische Pflanzengesellschaft mit Gräsern, Cyperaceen, *Cassia tetraphylla*, *Ernestia rubra*, *Campylopus* (?) und *Clusia nemorosa* (Abb. 6).

Aus Platzmangel konnten nur vier von den zahlreichen Photographien der Vegetationstypen der Oriçangas in diesem Bericht aufgenommen werden. Die Reste der höheren Pflanzen in den Oriçangas des Voltzberggebietes sind auch unten im Sedimentprofil bzw. Bodenprofil nur noch z. T. in Humus umgesetzt. Beim Zerfall der organischen Masse können sehr hohe Wasserstoffionenkonzentrationen auftreten. Bei dem in die Rinnsale austretenden Wasser wurde einige Male ein pH von 4,4 (und noch bedeutend niedriger) gemessen⁹. Leider konnten mit der Methode LAMOTTE-KENNY keine exakten noch niedrigeren pH-Werte gemessen werden. In den Lichenen-Algenstadien der Oriçangas ist der Tongehalt vielfach sehr niedrig. Die Proben 56—113 A und -J enthalten nur 1 bis 2 % Ton, an dessen Zusammensetzung auch noch Glimmer beteiligt ist. Etwas größer (7,5 %), aber auch wieder durch Glimmer verunreinigt, ist der Tongehalte der Probe 56—113 E₁ (Abb. 10). Die Moorprobe 56—47 entstammt einer Oriçanga

⁹ Die im Labor elektrometrisch bestimmten pH (in H₂O) des zuerst lufttrocken und nachher wieder befeuchteten Humus war 5,1. Werte rund 5 wurde nach stärkerem Regenfall auch mit der Methode LAMOTTE-KENNY im Gelände festgestellt.

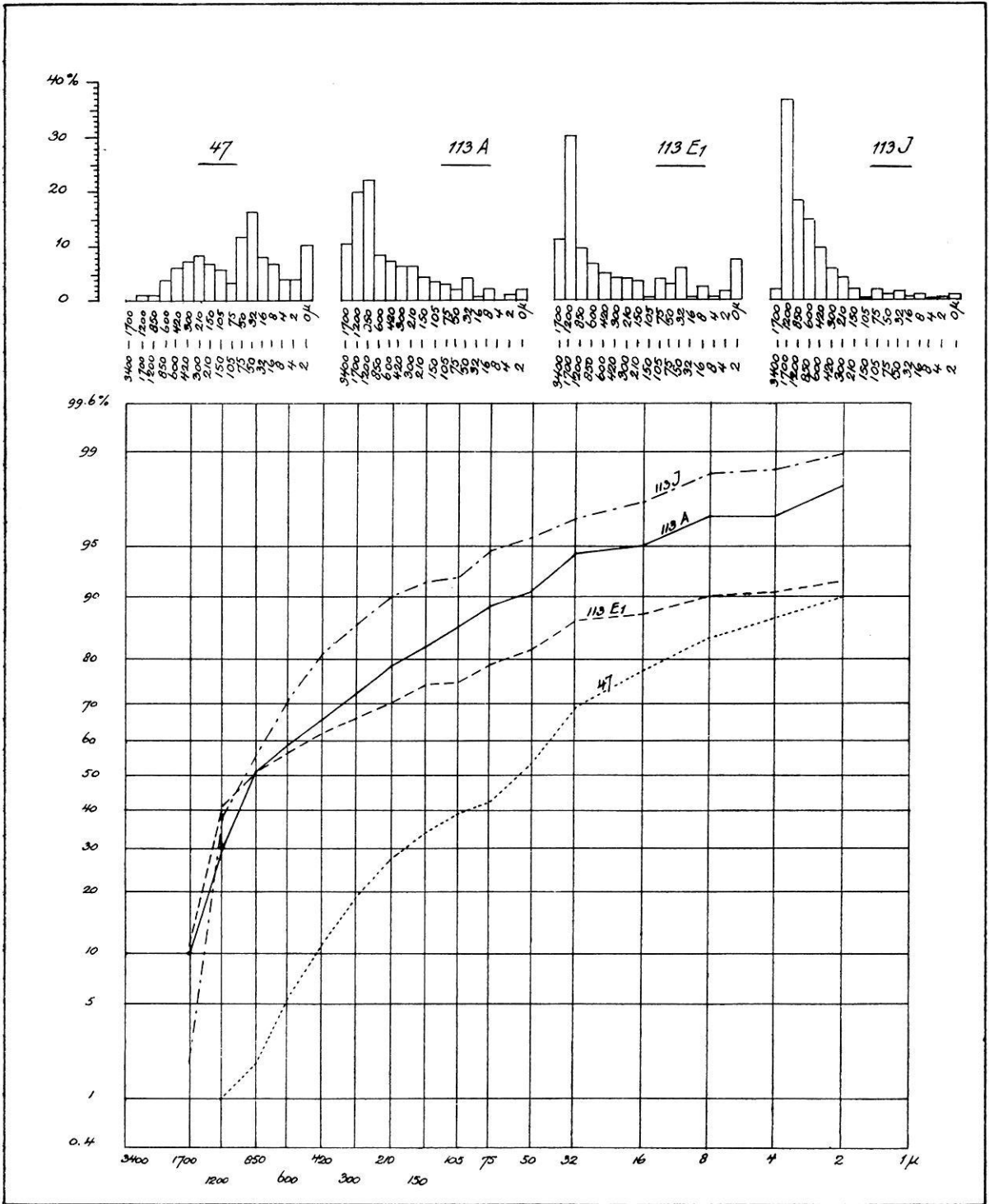


Abb. 10: Die Korngrößenverteilung des Materials von 4 Orçangas. Die Sedimentproben 1956—113 A, — 113 E1 und — 113 J entsprechen dem Lichenen-Algenstadium der Orçangabildung (man vergl. auch Abb. 5 und 8). Die Probe 47 ist einer vermoorten Orçanga entnommen; sie stellt ein typisches Dreiphasensediment dar, das den Übergang zwischen der reinen Lichenen-Algenverwitterung des Granites und der zweiphasigen Verwitterung unter Regenwald bildet. In den Fraktionen des zweiten Maximums zwischen 16 und 75 Mikron befinden sich u. a. Glimmer und noch nicht ganz verwitterte Feldspäte.

(welche eigentlich schon eine Delle oder eine mehr komplexe Form von $12 \times 7,5 \times 2$ m darstellt), die eine Vegetation trägt, welche hauptsächlich aus Gräsern und Cyperaceen (Abb. 6) besteht. Neben einem Humusgehalt (Moorbildung) von etwa 16 %, kann hier ein Tongehalt von 10 % auftreten (Abb. 10). Allerdings ist zu bemerken, daß dieser grauweiße, also fast vollständig eisenfreie Ton noch Glimmerplättchen enthält, was das Gewicht des Tones etwas verringert. Elektronenmikroskopische, röntgenographische Untersuchungen usw. über den Charakter dieser Tone sind im Gang. In diesem Sumpfstadium (Vermoorungsstadium) (auch in den Trockenmonaten bleibt der Boden noch wochenlang naß) fand ich bis zu einer Tiefe von etwa 35 cm ein tonhaltiges, mooriges Sediment oder einen ebensolchen Boden. In diesem Stadium kann auch eine Art braungelbes Raseneisenerz gebildet werden, wobei es sich fragt, ob nur eine extrem niedrige pH (man vergleiche Abb. 9) oder auch die schnell auftretende und starke Verdunstung eine Rolle spielt. Denn auch bei pH-Werten, welche manchmal zwischen 4,4 und rund 5 liegen, wird die schmale Sole der Abfuhrinnen mit einer braunroten Eisenhaut überzogen, was doch wohl hauptsächlich eine Folge der Verdunstung sein dürfte. Das Sumpfstadium, in dem u. a. auch *Clusia nemorosa* und Melastomataceen zur Pflanzengesellschaft gehören können, ist das kritische Stadium, in dem entschieden wird, ob *Clusia* sich zu höheren Sträuchern bzw. zu Baumgröße entwickeln kann oder nicht. Nicht nur die Tonbildung und Vermoorung und die Rolle des Bodens als Feuchtspeicher, sondern auch nicht weniger die Wurzelbildung in den Gesteinsklüften sind hier von größter Bedeutung. Diese Tatsache ist eben in der Vegetationszykluslehre FREISE'S nicht genügend betont worden. Humusbildung allein reicht nicht, Humifizierung und Tonbildung auch noch nicht, sondern erst die Klüfte- und Blockbildung mit Tiefendurchmessern der Blöcke von wenigstens 40 bis 60 cm genügt, um die Einwanderung von Bäumen mit einer Stammstärke von etwa 30 bis 40 cm zu ermöglichen. Es wird noch darauf zurückzukommen sein. Manchmal sieht man aber, daß eben nach dem Erreichen des Sumpfstadiums die höhere Ve-

getation wieder an Bedeutung abnimmt (Abbildung 7). Eine Anzahl Kennzeichen dieser Zurückweichung, die ich z. T. Frl. Dr. J. RUINEN verdanke, sind hier zu nennen:

- a) Die Oriçangas sind nicht mehr bis zu den oder bis über die Ränder mit höheren Pflanzen aufgefüllt (Abb. 7).
- b) Weiße Flecken zeigen die Stellen, wo vor kurzem noch höhere Pflanzen wuchsen und die Lichenen-Algengesellschaft noch nicht hiervon Besitz ergriffen hat.
- c) Die Schichtfluterose untergräbt die Ränder der Humusdecke, kalbt sie ab und legt manchmal die Wurzeln der Pflanzen frei.
- d) Die höheren Pflanzen zeigen Degradationserscheinungen und werden manchmal von Lichenen überwuchert. So bleibt *Clusia nemorosa* manchmal klein, hat schließlich nur noch kleine Blätter an den Spitzen der Zweige oder ist schon abgestorben. Auch *Cereus*, Orchideen und Bromeliaceen zeigen Hemmungen in ihrer Entwicklung.

In der Diskussion bemerkte SCHULZ wohl ganz richtig, daß vermutlich die starke Verdunstung der größeren *Clusia*sträucher die erste Ursache ist, daß die Moorböden der Oriçangas zu stark austrocknen und einen Rückgang der höheren Pflanzenwelt zur Folge haben. Dazu möchte ich bemerken, daß der Rückgang von *Clusia* nur eintritt, solange es den Wurzeln der Sträucher bzw. Bäumchen noch nicht gelungen ist, sich tief in die Gesteinsklüfte einzugraben, denn besonders am Rande der Granitplatte und des Voltzberges kann man schön beobachten, daß *Clusia* und andere baumgroße Gewächse ohne oder fast ohne Humusschicht am Leben bleiben (Abbildung 12), nur weil die dicken Wurzeln einen Weg in die Lager-, Quer- und Streckungs-Klüfte des Granits gefunden haben.

Es gibt verschiedene Andeutungen, welche darauf hinweisen, daß das Vordrängen der Lichenen-Algenvegetation einerseits und der höheren Pflanzen andererseits sich manchmal abgewechselt hat. Oriçangas mit starkem Lichenen-Algeneinfluß zeigen immer eine steile, manchmal sogar senkrechte Hinterwand, welche auch beim Vordrängen der höheren Pflanzengesellschaft noch eine gewisse Zeit erhalten bleibt (Abb. 7). Allmählich schrägen und runden sich aber die Wände ab. Bei erneutem

Überwuchern der Lichenen-Algengesellschaft fängt die Bildung von Steilkanten, zunächst als Kleinformen, wieder an (Abb. 8), bei welchem Prozeß ein Teil der früheren Oriçangasohle als eine Mikroterrasse in Erscheinung treten kann (Abb. 8).

Es ist schon bemerkt worden, daß in allen Stadien der Oriçangabildung fast immer ein gewisser Gehalt an Sand und Körnern (1,7 bis 3,4 Mikron) vorhanden ist (Abb. 10). Die von Herrn P. D. JUNGERIUS in unserem Labor ausgeführte Schwermineralienanalyse dieser Sande zwischen 50 und 1700 Mikron lieferte uns einen sehr charakteristischen Unterschied zwischen dem Verwitterungstypus des nackten oder fast nackten Granits, die Oriçangabildung mitgerechnet, und demjenigen unter Hochwald. Der Granit des Voltzberggebietes ist verhältnismäßig reich an Epidot. Nun ergab es sich, daß der Sand des ersten Verwitterungstypus sehr epidotreich (Bodenproben Nr. 47 und 113 A-J von Beilage II haben eine Epidot-Zirkongesellschaft) und alteritarm ist, während die Sandfraktionen des zweiten Typus ausgesprochen epidotarm und mehr alteritreich (Bodenproben Nr. 21 bis 24, eine fast reine Zirkongesellschaft) sind. Das heißt also, daß die Epidote bei der Hochwaldverwitterung größtenteils vernichtet worden sind; nur der widerstandsfähige Zirkon bleibt übrig.

Am Fuße der Steilwände des Voltzberges fand ich Waldbodenprofile, welche in ihrem unteren Teil epidotarm und infolge der Ablagerung von Verwitterungsprodukten des nackten Granits in dem oberen Teil epidotreich sind. Vermutlich spielt bei der Vernichtung der Epidote der Zeitfaktor eine gewisse Rolle. Andererseits muß darauf hingewiesen werden, daß die noch deutlich sichtbaren Kieselplättchen auf dem halbverwitterten, noch ziemlich festen Granit unter dem eben genannten Waldbodenprofil zeigen, daß hier noch vor kurzem eine fast nackte Granitoberfläche lag. Anscheinend handelt es sich hier also um älteren, auf dem ehemals fast kahlen Granit abgelagerten Gehängeschutt, der schon verhältnismäßig epidotarm ist, auf welchen jüngeres epidotreiches Gehängematerial sedimentiert wurde.

Die Verwitterung des Granits unter niedrigem Regenwald zeigt, wie schon teilweise er-

wähnt wurde, ganz andere Kennzeichen als diejenige der kahlen Felsen. Diese Kennzeichen sind:

a) Eine sehr starke Blockverwitterung, bei der die Verwitterung und Wurzelwirkung besonders die Lager-, Quer- und Streckungsklüfte angreift. Die Lagerklüfte können — wie ich feststellte — dabei in keilförmige Höhlen von etwa 100 cbm umgewandelt werden. Aber auch die Rolle der beiden anderen Diaklasentypen sind nicht zu vernachlässigen. In dieser Weise können durch Bodenzerstörung unter dem Hochwald freiliegende abgerundete Blöcke (Riesenkartoffeln) von 6 m Höhe und mehr als 10 m Länge entstehen.

b) Die Granitverwitterung ist eine typische Zweiphasenverwitterung (man vergleiche BAKKER und MÜLLER: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den feuchten Tropen ...). Das besagt, daß die großen Feldspäte (bis 1 cm Durchmesser) des Voltzberggranits an Ort und Stelle in Ton, der aus kristallinem Kaolinit und etwas Hydrargillit besteht, umgewandelt worden sind. Dadurch erhält die Feinerde zwei Maxima im Histogramm (Abb. 11), während bei diesem Typus der Granitverwitterung ein deutliches Minimum irgendwo in den Mehlsandfraktionen (2 bis 50 Mikron) auftritt. Dementsprechend sind die q- und q'-Werte¹⁰ stets hoch. Der Tongehalt ist 50 bis 50 %.

c) Wie schon erwähnt, tritt auch eine starke Epidotverwitterung und eine verstärkte Alteritbildung auf.

d) Aus der im Labor elektrometrisch bestimmten Wasserstoffionenkonzentration (in H₂O) unserer Bodenproben ergeben sich für die A- und B-Horizonte erhebliche Unterschiede.

e) Es ist eine Gelbrotverwitterung, bei der auf den Hügeln die Farben der A-Horizonte etwa 5 YR 5/3 bis 4/3 und diejenigen der noch nicht sehr kompakten bis verkrusteten B-Horizonte bis 10 R 4/6 bis 5/8 der MUNSSELL'SCHEN Skala sein können.

¹⁰

$$q = \frac{\text{Fraktionen} < 2 \text{ Mikron}}{\text{Fraktionen} < 16 \text{ Mikron}} \times 100$$

$$q' = \frac{\text{Fraktionen} < 2 \text{ Mikron}}{\text{Fraktionen} < 50 \text{ Mikron}} \times 100$$

Die q-Werte sind meistens höher als 80, manchmal selbst höher als 90; die q'-Werte höher als 75.

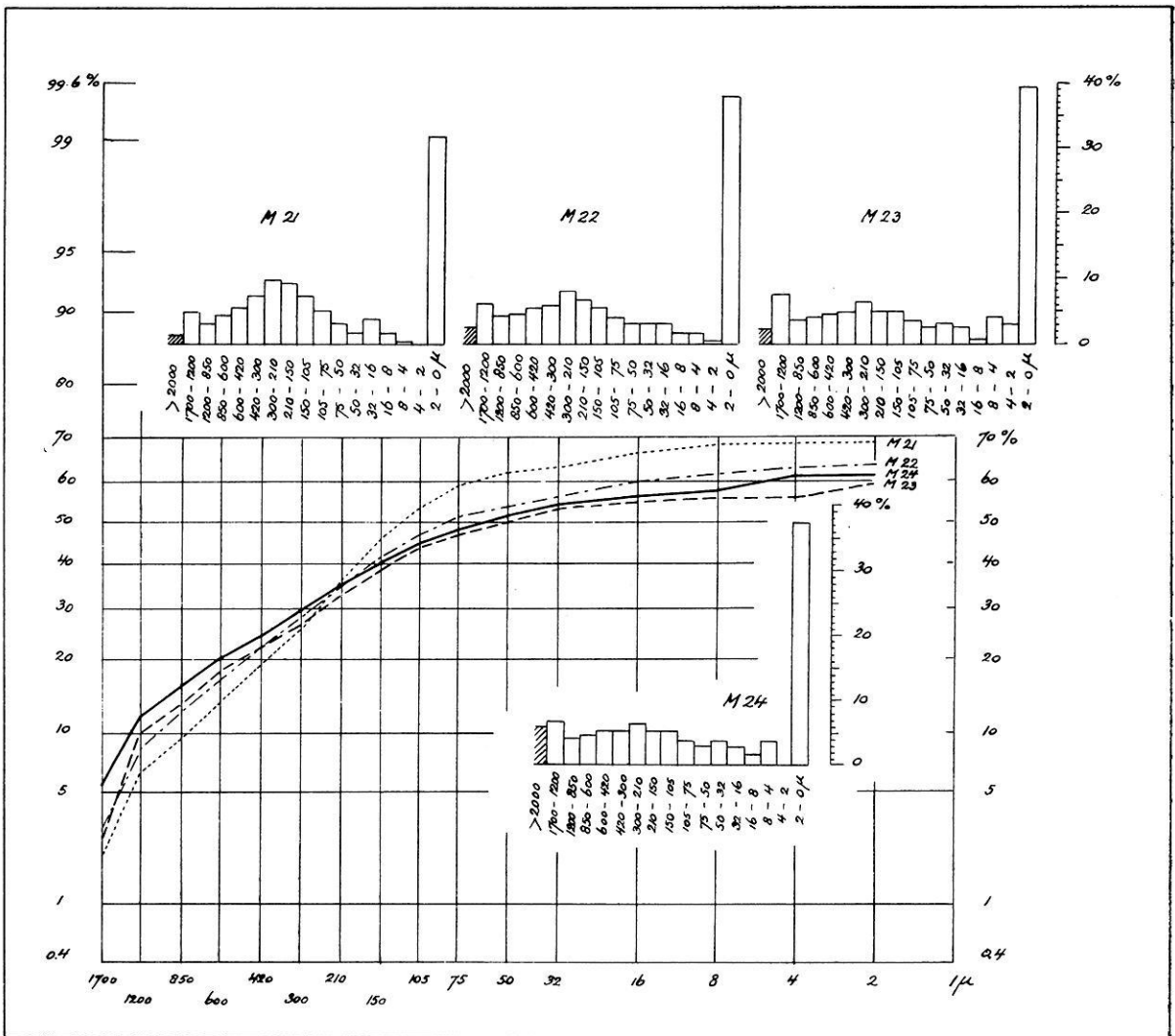


Abb. 11: Die Korngrößenverteilung eines Bodenprofils unter niedrigem Regenwald beim Basislager. Es sind typische zweiphasige Verwitterungsprodukte von Granit, in denen eine Sortierung des Quarzsandes kaum vorhanden ist und die Feldspäte fast ganz in Ton umgewandelt worden sind. Auch der Epidotgehalt ist niedrig; der Alteritgehalt jedoch höher als bei der Lichenen-Algenverwitterung.

Nur an Stellen, wo eine starke Perkolations auftritt, wie in der Nähe von Bächen und größeren Flüssen, ist eine grauweiße bis gelbe Farbe vorherrschend (10 YR 6/8 bis 7/1).

f) Die Mächtigkeit der A- und B-Horizonte von nicht stark zerstörten Bodenprofilen unter noch nicht degradiertem Hochwald beträgt insgesamt meistens etwa 1,5 bis 2,5 m, gelegentlich aber mehr als 3 m. Die Klüfte können aber bis in größere Tiefe mit Feinerde aufgefüllt sein.

4. Ein Teil der oben erwähnten Tatsachen muß bei einer Beurteilung der Pingentheorie

FREISE's in Betracht gezogen werden. Nicht nur, daß es m.E. nicht erlaubt ist, die Klimaverhältnisse der Orçangabildung einerseits und der Pingengebilde andererseits so scharf voneinander zu trennen, wie es FREISE tut, auch seine Pingentheorie selbst ruft viele Fragen hervor.

FREISE läßt seine Pingengebilde subsilvin in drei Stadien entstehen (Abb. 1). Obwohl dieser vorzügliche Untersucher es nicht ausdrücklich erwähnt, lassen seine Betrachtungen auf S. 144 [1938] keinen Zweifel darüber bestehen, daß seine Pingengebilde unmittelbar auf dem festen Gestein gebildet sein sollten. Also Hochwald unmittelbar auf Granit, ein Zustand, welcher bei

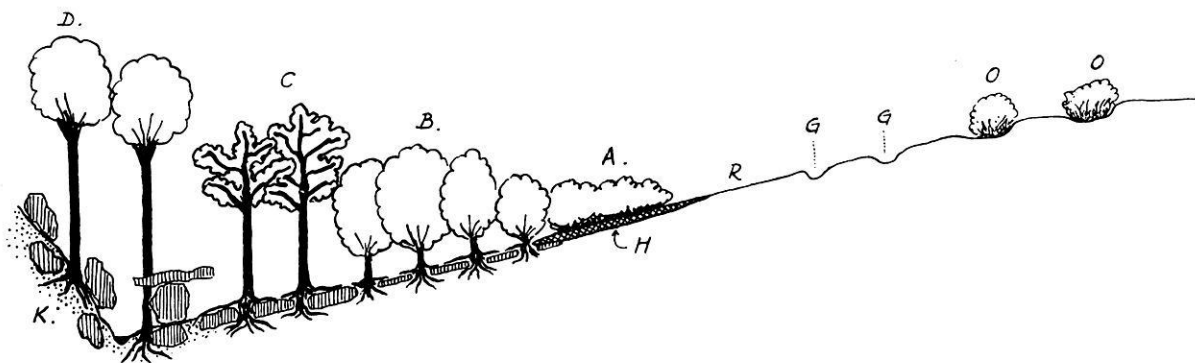


Abb. 12: Die Vegetationstypen am Rande der Granitplatte. Der „Caatinga“-Rand, wie ihn FREISE nennt, enthält in der A-Zone: *Lisianthus*, *Thrasya campylostachya*, *Cereus* und *Nopalnia*, *Ernestia rubra*, *Clusia nemorosa*, *Araceen spec.* *Ananas* und *Vanilla* (max. Höhe der Vegetation etwa 2–3 m). Diese Zone ist meist durch eine etwa 5–10 cm mächtige Humusschicht (H) gekennzeichnet. In der B-Zone wachsen u. a. 3–6 m hohe *Ficus* und *Clusia*-Sträucher. Die Desquamationsschuppen sind meistens 15–25 cm mächtig. Eine geschlossene Humusschicht ist gewöhnlich nicht vorhanden. — In der C-Zone wachsen bis etwa 40 cm dicke und bis etwa 15 m hohe meistens etwas verkrüppelte Regenwaldbäume. Eine geschlossene Humusschicht und Kolluvialböden fehlen. Die bis etwa 40–60 cm dicken Granitschuppen sind mit einem Netz von dicken Baumwurzeln, gegen welche sich kleine Feinschutt-, Sand- und Blätterreste anhäufen, bedeckt. In der D-Zone findet man den niedrigen Regenwald zwischen großen Blöcken auf gut entwickelten, noch nicht verkrusteten Bodenprofilen oder Kolluvialprofilen (Blockhöhe bis 6 m). O — *Oricangas*; G — Abfuhrinnen; R — Randböschung (Böschungswinkel 10 bis 25°); K — Kolluvialböden. Auf den Randböschungen fehlen deutlich entwickelte Rinnen und herrschen schnell wieder austrocknende Schichtfluten vor.

C in Abb. 12 am Rande einer Granitplatte zu beobachten ist und der mehr oder weniger dem Stadium a von FREISES Abb. 1 entspricht. Er ist durch die Wurzelbildung in den Klüften gekennzeichnet. Dazu ist zu bemerken, daß die Oberfläche manchmal gar nicht waagrecht liegt und daß eben in diesem Anfangsstadium der Hochwaldentwicklung die Bodenzerstörung durch Schichtfluten noch so stark ist, daß kaum oder gar kein Humus auf der Granitoberfläche liegen bleibt. Unter diesen Verhältnissen ist es ausgeschlossen, daß verwesende Wurzelstumpfreste (Stadium b von Abb. 1) an Ort und Stelle erhalten bleiben und selbst kleine Hügel bilden können. Nur in vorher gebildeten Hohlformen wie Klüften und *Oricangas* können sich Blättermassen und Humus (Moor) anhäufen. Würde man von dem Gedanken ausgehen, daß FREISE'S Stadien a und b erst im völligen Hochwaldstadium auftreten, dann ist zu bemerken, daß die verwesenden Wurzelstumpfreste niemals unmittelbar auf dem festen Gestein abgelagert werden, sondern immer auf einem ziemlich mächtigen Bodenprofil (die einzigen Stellen, welche bodenprofilfrei sind, sind die Gesteinsblöcke, auf denen überhaupt kaum Humus liegen bleibt und sich auch keine Pinggen bilden). Weil aber auch im völligen Hochwald-

stadium, wie FREISE selbst betont [1948, S. 154], die Bodenzerstörung ebenfalls noch ziemlich stark ist, ist es auch unter diesen Verhältnissen ausgeschlossen, daß sich aus verwesenden Wurzelstumpfresten Humushügel bilden können¹¹. Und was die Bodenzerstörung von solchen Humusresten übrigläßt, das heißt, was sich mit den schon vorhandenen Blätter- und Filz-Horizonten vereinigt, wird in erster Linie zur weiteren Auslaugung der darunterliegenden A-Horizonte und zur Anreicherung der B-Horizonte beitragen. Ihr unmittelbarer Effekt auf die C- und D-Horizonte, also auf das mehr oder weniger feste Muttergestein des Untergrundes, muß äußerst gering, in manchen Fällen praktisch null sein¹². Dies gilt um so mehr, da FREISE anscheinend annimmt, daß der Zerfall von nur einem Baum eine Pinge entstehen lassen kann, was besagt, daß eine derartige Pinge sich subsilvin innerhalb einiger

¹¹ Im Surinamischen Urwald habe ich derartige Humushügel niemals beobachtet.

¹² In diesem Zusammenhang dürfte erwähnt werden, daß der A₀-Horizont (3–15 cm), welcher also unmittelbar unter dem Blätter- bzw. Filz-Horizont liegt, pH-Werte von 4,5 bis 4,7 aufweist, während im noch nicht verfestigten Eisenkonkretionen-haltigen B-Horizont die elektrometrisch bestimmte Wasserstoffionenkonzentration (in H₂O) von 5,7 bis 6,2 beträgt. Der pH-Wert des in der Natur noch mäßig festen, aber im Labor leicht zerriebenen Granit (C-Horizont) betrug 5,6 bis 5,8.

hundert Jahre bilden würde. Rechnet man jedoch mit mehreren Baumgenerationen, dann werden sich in dieser Weise nur ausnahmsweise scharf begrenzte Pingen bilden können, allein schon aus dem Grund, weil bei der Waldverjüngung die jungen Bäume fast niemals genau an der Stelle ihrer Vorgänger hochwachsen.

Eine weitere Schwäche der FREISE'SCHEN Theorie ist das plötzliche Verschwinden der Gesteinsklüfte bzw. der Blockbildung im Untergrund, sobald Stadium C erreicht ist, als ob es in der Nähe keine anderen Bäume oder Bäumchen gäbe.

Ähnliche Einwände erheben sich gegen FREISE'S Erklärung der Dellen durch Verfall eines umgelegten Großstammes.

An verschiedenen Stellen seiner Abhandlung spricht FREISE über die Vermoorung von Pingen und Dellen. Entweder muß diese Vermoorung auf einem ziemlich gut entwickelten Bodenprofil des Regenwaldes eintreten, und in diesem Fall hat die Moorbildung auf dem Relief des felsigen Untergrundes zunächst nur einen sehr geringen Einfluß. Aus eigener Anschauung kenne ich dieses Phänomen nicht. Oder sie tritt unmittelbar auf dem nackten Granitfels auf, aber dann nur in Hohlformen,

d. h. in Klüften oder in schon vorher gebildeten Oriçangas. Man darf also nicht sagen: es gibt Pingen, weil Humusanhäufung und Moorbildung auftreten, sondern es ist eben umgekehrt: Humusanhäufung und Moorbildung treten auf, weil schon vorher Oriçangas da waren, welche den Blätter- und mehr oder weniger verwesenen Holzmassen eine geschützte Lage gegen die Bodenzerstörung boten.

Hat einmal der Hochwald endgültig den Kampf gewonnen, dann werden die Oriçangas bzw. Pingen im Untergrund durch das Vorherrschen der Kluftverwitterung schnell ihre Eigenart verlieren. Eine umgekehrte Reihenfolge, wie sie FREISE sich gedacht hat, kann ich mir schwer vorstellen. Auch aus diesen Gründen scheint es unmöglich zu sein, die scharfe morphogenetische Trennung, welche FREISE zwischen Pingen und Oriçangas macht, aufrechtzuerhalten, obwohl es selbstverständlich nicht unwahrscheinlich ist, daß die vegetativen und physisch-chemischen Prozesse, welche zur Entstehung der Pfannen in verschiedenen Klimaten beitragen, größere oder kleinere Differenzen aufweisen werden. Aber diese Differenzen werden dann doch wohl ganz andere sein als diejenigen, welche von FREISE besonders betont worden sind.

Nachtrag

Die von Herrn D. H. PORRENGA, Assistent für Physische Geographie unseres Labors, ausge-

führte Röntgenanalyse des Tones der zwei Proben 56-47 und 56-113 E ergab:

Probe	Montmorillonit	Illit	Kaolinit	Quarz	Kristallentwicklung des Kaolinit
56-47	wenigstens 30 %	5—8 %	60 %	1 %	undeutlich
56-113 E	± 15 %	± 25 %	60 %	1—2 %	ziemlich undeutlich

Obwohl auf Grund der im Gelände gemessenen relativ hohen ph-Werte und des hohen T-Wertes der Tonfraktion < 1 Mikron (für Probe 56-47 beträgt dieser Wert 42) das Auftreten von Montmorillonit zu erwarten war, sind die hohen Prozentsätze von Montmorillo-

nit und Illit für Verwitterungsprodukte von Granit (Biotitgranit) in den feuchten Tropen doch wohl sehr überraschend. An anderer Stelle hoffe ich in Zusammenarbeit mit Dr. H. J. MÜLLER und D. H. PORRENGA noch darauf zurückzukommen.

Beilage I

Die Savannenpflanzen der Granitplaat und des Voltzberges (nach J. LINDEMAN und J. P. SCHULZ).

Lentibulariaceen Utricularia
Orchidaceen Ornithocephalus falcatus
Orchidaceen Vanilla

Gramineen	Mesosetum cayennense Stend.	Cyperaceen	Rhynchospora barbata (Vahl)
Gramineen	Thrasya campylostachya (Hack.) Chase	Cyperaceen	Kunth
Gramineen	Panicum vs. parvifolium Lam.		Bulbostylis capillaris (L.) Kunth var. maior Uitt.
Moraceen	Ficus	Papilionaceen	Cassia tetraphylla Desv. var. saxafilis Amsh.
Melastomataceen	Miconia albicans (Sw.) Triana	Papilionaceen	Dioclea guianensis Aubl.
Melastomataceen	Ernestia rubra Pulle	Guttiferen	Clusia nemorosa G. F. W. Mey.
Melastomataceen	Aciotis cf. laxa (L. C. Rich) Cogn.	Guttiferen	Clusia pana-panari (Aubl.) Choisy.
Erythroxylaceen	Erythroxylum kapplerianum Peyr.	Polypodiaceen	Gymnopteris rufa (L.) Barnh.
Araceen spec.	(Philodendron?)	Marcgraviaceen	Souroubea guianensis Aubl.
Bromeliaceen	Ananas	Euphorbiaceen	Jatropha urens L.
Rubiaceen	Sipanea pratensis Aubl.	Musci spec.	(Campylopus?)
Cyperaceen	Scleria setacea Poir.	Mimosaceen	Mimosa

Beilage II

Schwermineraliengesellschaften des Napfmaterials (Gruppe 1956)
und von Verwitterungsprodukten unter niedrigem Regenwald (Gruppe 1955)¹³

Bodenprobe Nr.	Tiefe in cm	Opak	Zirkon	Rutil	Anatas	Stauro-lit	Silli-manit	Epidot	Horn-blende
1956 M 47	0—35	2	24					76	
1956 M 113 A	0—3	2	57					43	
1956 M 113 B ₂	0—3	21	42					58	
1956 M 113 E ₁	0—3	6	58					42	
1956 M 113 J	0—5	8	29					71	
1955 M 21	0—20	35	97		1	1		1	
1955 M 22	20—50	16	99			1			
1955 M 23	50—80	31	100						
1955 M 24	80—100	20	96	2		+	1	1	+

¹³ Die mit einem Kreuz angegebenen Schwerminerale sind beobachtet, aber nicht mitgezählt worden. Weil nicht von allen Präparaten die Alterite gezählt werden, sind sie hier weggelassen.

Literaturverzeichnis

- BAKKER, J. P. 1954: Über den Einfluß von Klima, jüngerer Sedimentation und Bodenprofilentwicklung auf die Savannen Nord-Surinams (Mittelguyana). — Erdkunde, Bonn; Band VIII, Lfg. 2, S. 89—112.
- BAKKER, J. P. 1957: Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. Zeitschr. f. Geomorph. B. I, H. 1, S. 3—43.
- BAKKER, J. P. und MÜLLER, H. J.: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den feuchten Tropen, unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. — LAUTENSACH-Festschrift.
- BRAAK, C. 1945: Het klimaat van Nederlands West-Indië. — Mededelingen K.N.M.I. No. 36.
- BIROT, P. 1954: Désintégration des roches cristallines sous l'action des sels. (C. R. Séances Acad. Sc. Paris CCXXVIII, S. 1145.)
- CORRENS, C. W. 1949: Einführung in die Mineralogie. Springer, Berlin.
- FANSHAWE, D. B. 1952: The vegetation of British Guiana. (Imp. Forestry Inst., Inst. Paper 29.)
- FREISE, F. W. 1932: Beobachtungen über Erosion an Urwaldgebirgsflüssen des brasilianischen Staates Rio de Janeiro. (Zeitschr. f. Geomorph., Bd. VII, S. 1 u. f.)
- FREISE, F. W. 1935: Brasilianische Zuckerhutberge. (Zeitschr. f. Geomorph., Bd. VIII, S. 49 u. f.)
- FREISE, F. W. 1935: Erscheinungen des Erdfließens im Tropenurwalde, Beobachtungen aus brasilianischen Küstenurwäldern. (Zeitschr. f. Geomorph., Bd. IX, S. 88 u. f.)
- FREISE, F. W. 1936: Bodenverkrustungen in Brasilien. (Zeitschr. f. Geomorph., Bd. IX, S. 233 u. f.)
- FREISE, F. W. 1938: Inselberge und Inselberglandschaften im Granit- und Gneisgebiete Brasiliens. (Zeitschr. f. Geomorph., Bd. X, S. 137 u. f.)
- HANNEMANN, M. 1951/52: Eine Inselberglandschaft in Zentraltexas. (Die Erde. Walter Behrmann-Heft, S. 354 u. f.)
- JESSEN, O. 1936: Reisen und Forschungen in Angola. Berlin.

- KLAER, W. 1956: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. (Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 261, Gotha.)
- LAUTENSACH, H. 1950: Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. (Pet. Geogr. Mitt., S. 187 u. f.)
- LINDEMAN, J.: A survey of the forest types of Northern Surinam. (In Vorbereitung.)
- MAULL, O. 1930: Vom Itatiaya zum Paraguay. Leipzig.
- PANZER, W. 1954: Verwitterungs- und Abtragungsformen im Granit von Hongkong. (Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung (Hans Mortensen zu seinem 60. Geburtstag), Bremen-Horn, S. 41 u. f.)
- RUELLAN, F. 1931: La décomposition et la désagrégation du granite à biotite au Japon et en Corée, et les formes du modelé qui en résultent. (C. R. Congrès Int. Géogr. Paris, Tome II, S. 670—684.)
- SAPPER, K. 1935: Geomorphologie der feuchten Tropen. Geogr. Schriften, Heft 7.
- SCHOLS, H. und COHEN, A. 1953: De ontwikkeling van de geologische kaart van Suriname. (Geologie en Mijnbouw, Nw. S. 15, no. 6.)
- WISSMANN, H. VON, 1954: Karrenähnliche Rillen im Granit im Gipfelbereich des Hoaschan an der Grenze von Schansi und Honan. (Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung (Hans-Mortensen zu seinem 60. Geburtstag), Bremen-Horn, S. 61 u. f.)
- IJZERMAN, R. 1931: Outline of the geology and petrology of Surinam (Dutch Guiana). Utrecht.

„Verkarstungserscheinungen“ in Silikatgesteinen

von

WENDELIN KLAER

Mit 8 Abbildungen

Karst phenomena in silicate rocks

Karst phenomena in silicate rocks may be very similar in form to the common and often described karst forms limestones. Karst forms in the silicates, which in contrast to those in limestone rocks, are only visible subaerially on the rock surface, show a clear relationship to the slope of the rock surface. On level to gently sloping surfaces we find closed bowl and cauldron forms as indicators of the dominant chemical weathering, on the more sharply inclined surfaces the closed forms disappear and we find elongated Karren (lapiés) shapes. They are principally to be ascribed to the mechanical effect of the rain-water flowing off. On perpendicular or overhanging surfaces there are neither Karren nor any other indentations, apart from Tafoni weathering, which is different in origin.

„Verkarstung“ ist ein Begriff, der für einen besonderen Typus von Verwitterungserscheinungen in leicht wasserlöslichen, also vornehmlich Kalkgesteinen geprägt worden ist. Wir verstehen darunter eine Vielzahl verschiedenartigster Verwitterungsbildungen, die aber genetisch letztlich doch alle mehr oder weniger auf die Wasserlöslichkeit des Kalkgesteins [$\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$] zurückgeführt werden müssen. Das gilt im besonderen für die subterranean Höhlungsformen, die den sehr mannigfaltigen subaerischen Verwitterungseinflüssen weitgehend entzogen sind. Aber auch die Schratten, Kluft- und Rillenkarrén, sowie die Vielzahl der größeren und kleineren napf- und schüsselartigen Höhlungen auf der Gesteinsoberfläche lassen unzweideutig den hohen Anteil der Lösungsverwitterung an der Herauspräparierung der verschiedenen Verwitterungsbildungen erkennen.

Es mag merkwürdig erscheinen, „Verkarstungsformen“ in dem lange Zeit für wasserunlöslich gehaltenen Granit sehen zu wollen. Als W. CARLÉ [1941] von „Karrén“ im Granit

in der Bucht von Vigo berichtete (nachdem bereits u. a. BAUER [1898], ULE [1925], THORBECKE [1927] und schließlich auch MAULL [1930] ähnliche Erscheinungen in Silikatgesteinen allerdings aus einer anderen Klimazone beschrieben hatten), da erwiderte K. v. BÜLOW [1942], daß man Rinnen in einem seiner Meinung nach wasserunlöslichen Gestein wie dem Granit nicht als „Karrén“ bezeichnen dürfte. Dieser Begriff sei spezifisch für Lösungsrinnen in wasserlöslichen Kalkgesteinen. SCHMIDT-THOMÉ [1943] hält dieser Auffassung entgegen, daß die Karrénbildung im Granit auf ein Zusammenwirken von Gesteinsauflösung und -abspülung zurückgehe und deshalb derartige Rinnen mit Recht als Karrén anzusehen seien.

Bei meinen Untersuchungen über den Verwitterungsformenschatz im Granit auf Korsika [KLAER 1956] in den Jahren 1951 bis 1953 stand ich vor demselben Problem, als ich nicht nur bis zu 2 m tiefe Karrén, sondern auch Napf-Pfannen-, Kessel- und andere Höhlungsformen — im folgenden der Einfachheit halber „Verwitterungshöhlen“ genannt — in einer geradezu verwirrenden Vielzahl vorfand und noch dazu überall weit außerhalb der Spritzzone des Meeres.

Bei näherer Betrachtung der Verwitterungsbildungen ist unschwer zu erkennen, daß sowohl mechanische Einschneidung wie auch chemische Gesteinslösung je nach den örtlichen Gegebenheiten recht eindrucksvoll auf das granitische Gestein einzuwirken vermögen. Oftmals sind beide Vorgänge so eng ineinander verflochten, daß es schwierig ist, den dominierenden Faktor zu erkennen. Für besonders aufschlußreich halte ich einen Vergleich der Verwitterungshöhlungen mit den Karrénfor-

men im Granit, denn sie stehen in einem ganz bestimmten Verhältnis zueinander. Es handelt sich hier um Verwitterungsbildungen, die in ihrer äußeren Form zwar nur sehr wenig gemeinsam haben, die aber oftmals unmittelbar ineinander übergehen. Karren ziehen von den Verwitterungshöhlungen hangabwärts, oder die Höhlungen selbst sind untereinander durch Karrenrinnen verbunden. Genetisch ist dieser Formenwandel von der Napf- zur Rinnenform aus dem allmählichen Übergang von überwiegend chemischer Gesteinsauflösung hin zu vorherrschender mechanischer Einschneidung in das Gestein erklärbar.

Verwitterungshöhlungen kommen auf Korsika vor allem in mittleren Höhenlagen sehr häufig vor. Allen Höhlungen gemeinsam ist ein fast ebener, unabhängig von der Gesteinsoberfläche horizontal liegender Boden und eine senkrecht nach oben weisende Öffnung. Verschiedenartig ist die Ausbildung der Wandungen und die Form der Öffnung. Im allgemeinen sind die Wandungen steil bis senkrecht, in einigen Fällen sogar schwach bis

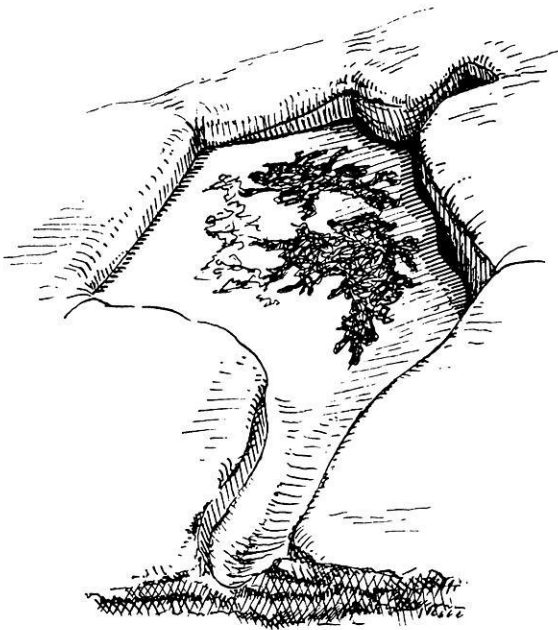


Abb. 1. Pfannenförmige Verwitterungshöhlung auf horizontaler Kopffläche einer Felsburg NW von Sartène. Die Seitenwände sind leicht überkragend, der Rand ein wenig gebuchtet, der auf dem Boden angesammelte Verwitterungsdetritus ist von Moosen und Flechten überwachsen. Die Höhlung hat eine gut ausgeprägte Überlauf Rinne.

stark überkragend (Abb. 1)¹. Auf waagerechten Flächen ist die Höhe der Wandungen ringsum ausgeglichen, auf geneigten Flächen zum Gefälle hin niedriger. Hier liegt dann auch immer die Kerbe der Überlauf Rinne, auf die ich weiter unten noch zu sprechen komme. Die Form der Öffnung ist sehr unterschiedlich. Kreisrund sind meist die Kleinformen, während die Ränder der größeren Höhlungen oval bis länglich gestreckt, sehr oft auch unregelmäßig zerlappt sind (Abb. 2). Letzteres dürfte



Abb. 2. Unregelmäßig zerlappte, mit Wasser oder humusdurchsetzten Verwitterungsrückständen angefüllte Verwitterungshöhlungen auf einer Felsfläche im oberen Golotal.

meist auf ein Zusammenwachsen mehrerer Höhlungen zurückzuführen sein. Die Tiefe der Formen schwankt je nach Alter der Höhlungen und Löslichkeit des Gesteins zwischen ganz flachen Verwitterungsnäpfen und meter-tiefen Wannens- und Kesselformen.

Für die genetische Erklärung der Formen müssen wir in erster Linie die Einwirkung des Niederschlagswassers berücksichtigen, wenn wir von den chemisch-biologischen Einflüssen erst einmal absehen wollen. Niederschlagswasser kann aber sowohl chemisch als auch mechanisch wirksam sein; chemisch, als ruhendes Medium in Form von Lösungsarbeit, mechanisch, vor allem als fließendes Medium in Form von Reibungsarbeit. Hinzu käme noch die Wirkung der physikalisch-mechanisch wirksamen Frostsprengung, die aber bei der Höhlungsbildung entbehrlich ist, da derartige

¹ Für die Skizzen, die nach eigenen Photos gezeichnet worden sind, danke ich Fr. cand. rer. nat. Uta KLAER.

Verwitterungshöhlungen auch in absolut frostfreien Zonen vorkommen.

Es wäre demnach chemische Lösungsverwitterung vor allem an solchen Stellen zu erwarten, wo das Niederschlagswasser nur verhältnismäßig langsam abläuft oder gar durch Stagnation besonders lange auf das Gestein einzuwirken in der Lage ist. Andererseits müßte der mechanische Einfluß dort besonders stark in Erscheinung treten, wo bei einem günstigen Gefällswinkel durch die Fließgeschwindigkeit des Wassers ein Optimum an Reibung und damit auch an Erosionswirkung hervorgerufen wird.

Die Natur bestätigt die theoretischen Überlegungen. Verwitterungshöhlungen sind in meinem Untersuchungsgebiet, soweit es sich um echte, nach oben geöffnete Verwitterungshöhlungen und nicht um anders geartete Höhlungsformen, wie z. B. Tafonihöhlungen, handelt, nur auf ebenen oder leicht geneigten Felsflächen zu finden. Mit zunehmendem Hangwinkel der Felsoberfläche werden sie immer seltener, um schließlich gänzlich zu verschwinden. Demnach müßte die chemische Lösungsarbeit bei der Verwitterungsbildung eine dominierende Rolle spielen.

In der Tat gibt es sichere Anzeichen, die diese Vermutung bestätigen. Die Wand- und Bodenflächen vieler Verwitterungshöhlungen sind mit einem rostbraunen limonitischen Überzug versehen, was nur auf einen Lösungsprozeß der im Granit enthaltenen Biotitminerale mit einem unmittelbar auf dem Fuße folgenden Oxydationsprozeß der durch die Lösung frei gewordenen Eisenverbindungen zurückgeführt werden kann. Die Aggressivität des Wassers beruht einmal auf einer wenn auch nur geringen Dissoziation in H^+ und OH^- -Ionen, zum anderen enthält es aber auch immer Beimengungen von Kohlensäure sowie Spuren von nitrosen Säuren, die dem chemischen Lösungsprozeß in jedem Falle dienlich sind.

Durch das Herauswittern der Biotite werden die übrigen Minerale in ihrem Zusammenhang gelockert; leichtes Abgrusen an den Wandflächen läßt sich oftmals beobachten. Die Feldspate und vor allem die Quarze sind widerstandsfähiger und fallen der Verwitterung sehr viel langsamer anheim. Sie bilden

den Hauptbestandteil des Verwitterungsdetritus, der oftmals auf dem Boden der Höhlungen zu finden ist. Die wasserlöslichen Verbindungen werden entweder beim Überlaufen der Kessel mit fortgeführt oder jeweils beim Austrocknen der Höhlungen an den Seitenwänden wie am Boden abgeschieden. Es ist verständlich, daß die am längsten wie auch am häufigsten benetzten Flächen, also der Boden und die unteren Partien der Seitenwände am stärksten angegriffen werden. Überkragende Seitenwände sind daher wenig erstaunlich.

In diesen chemischen Verwitterungsprozeß kann ein chemisch-biologischer eng verstrickt sein, entweder in primärer Einwirkung der unmittelbar von den Pflanzen² selbst ausgeschiedenen Säuren auf das Gestein oder in sekundärer Einwirkung der durch Vermoderung von organischer Substanz gebildeten Humussäuren; denn Pflanzenansammlungen sind oftmals vor allem in den mit größeren Mengen von Verwitterungsrückständen gefüllten Höhlungen zu beobachten. Da aber Flechten und Moose auch auf steilen und gar senkrechten Wänden in nicht minder üppiger Ausbildung vorkommen, an jenen Stellen aber Verwitterungshöhlungen fehlen, müssen wir der rein chemischen Einwirkung des in den Höhlungen stagnierenden Niederschlagswassers die größte Bedeutung beimessen.

Die mechanischen Kräfte sind bei der Kesselbildung wie gesagt absolut entbehrlich.

Von diesen Verwitterungshöhlungen aus ziehen Überlaufrinnen jeweils in Richtung des größten Gefälles. Die Ausbildungsform dieser Rinnen ist in hohem Maße abhängig vom Neigungswinkel der Felsoberfläche. Auf den fast horizontal liegenden Flächen fehlen den Rinnen die straff gerichteten Züge, wie man sie auf steileren Flächen beobachten kann. Sie suchen förmlich nach dem Gefälle, sie pendeln, sind hier mal schmal und dort wieder breiter, sie verzweigen sich und haben häufig stark gebuchtete, verhältnismäßig flache Seitenwände. Man kann der Form

² Prof. BAKKER machte mich freundlicherweise darauf aufmerksam, daß er in Niederländisch-Guayana pH-Messungen in solchen Wassernäpfen vorgenommen habe und zu recht positiven Ergebnissen gekommen sei. Die pH-Schwankungen des Wassers möchte er vornehmlich Blaualgenanreicherungen in diesen Höhlungen zuschreiben.

schon ansehen, daß es sich um sehr langsam fließendes, vielleicht gar nur kriechendes Wasser handeln muß, das hier in den Rinnen entlangwandert und dabei formenschaffend auf das Gestein einwirkt. Je mehr aber der Hangwinkel der Felsoberfläche zunimmt, um so straffer wird die Linienführung der Rinnen, um so schmaler ihre Sohle, um so steiler ihre Wände. Nicht selten kann man beobachten, wie Felsbänke von einem wirren Durchein-

ander von Verwitterungshöhlungen und Überlaufrinnen oftmals bis hinab auf die liegende Bankungsklüftung völlig unregelmäßig in scharfe Grate, stark verzweigte Rippen und Leisten aufgelöst sind. Dabei werden Randstücke der Felskörper abgetrennt und fallen so sehr schnell der Abtragung anheim (Abb. 3). Es handelt sich hier also um Erscheinungen, wie sie z. B. in den alpinen wie auch mediterranen Kalk-Karstgebieten häufig vorkommen.

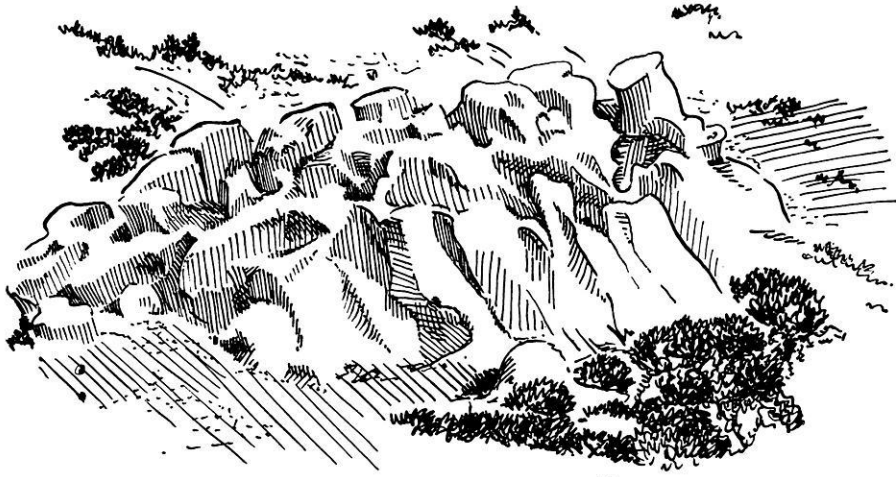


Abb. 5. Von Verwitterungskesseln und Überlaufrinnen vollkommen zerschnittene, „verkarstete“ Felsfläche.

Während die Verwitterungshöhlungen auf der flachen Felsoberfläche nur selten irgendwie geordnet oder gerichtet erscheinen, also meistens recht willkürlich in dichter oder weiter Scharung verstreut liegen, ist bei den Überlaufrinnen erstmalig eine Abhängigkeit, nämlich von der Gefällsrichtung, wahrnehmbar. Kommt es gelegentlich noch vor, daß sich in der Gefällsrichtung Verwitterungsnäpf an Verwitterungsnäpf reiht (Abb. 4), so werden doch die ungestört durchlaufenden Abflurrinnen den Verwitterungshöhlungen gegenüber dominierend. Hier nimmt also der Formenwandel seinen Anfang. Das auf der fast ebenen Oberfläche beinahe stagnierende Wasser schafft randlich geschlossene Höhlungen in unregelmäßiger Verbreitung. Bei den von diesen Höhlungen ausgehenden Überlaufrinnen, die, wie gesagt, auf fast horizontaler Fläche noch richtungsuchend pendeln, handelt es sich letztlich auch noch um Hohlformen, die sich genetisch nur wenig von den randlich

geschlossenen Verwitterungshöhlungen unterscheiden, also ebenfalls überwiegend chemischer Entstehung sein dürften. Sie können breitsohlig sein, sie können Ausbuchtungen haben wie die Verwitterungshöhlungen, aber sie sind nicht mehr randlich geschlossen, sondern lang gestreckt, zweiseitig von einander annähernd parallel verlaufenden Wänden begrenzt und zumindest nach einer Richtung hin unbegrenzt offen.

Mit wachsendem Gefälle wird der Formenwandel immer deutlicher. Die Rinnen richten sich straffer nach dem Gefälle aus, wenngleich sie zunächst noch ungezwungen breitsohlig erscheinen, die Trennungsrippen dazwischen verhältnismäßig flach, stumpf und breitbuckelig eine chemische wie chemisch-biologische Überarbeitung auf der Oberfläche erkennen lassen (Abb. 5, Abb. 6). Dann aber am Gefällsknick, wo die langsam abfallende Felsoberfläche eine plötzliche Versteilung erfährt, da erreicht die Einschneidung ihr Ma-

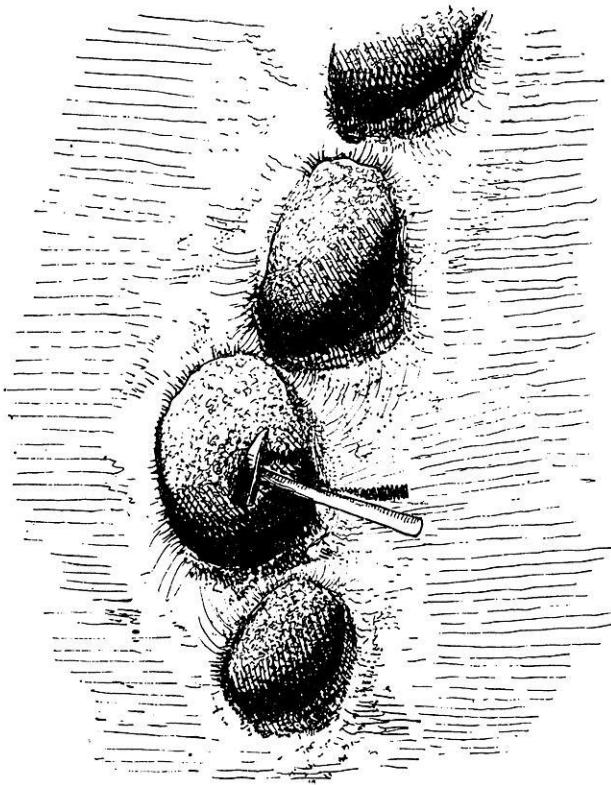


Abb. 4. Kettenartige Anordnung einer Reihe von Verwitterungsnapfen in Gefällsrichtung auf gletscherüberformter Felsfläche am Col de Stazzona nördlich vom Ninosee. Der Boden der Höhlungen ist mit grobkörnigen Verwitterungsrückständen bedeckt.

ximum, die Rinnen erscheinen auf der Sohle scharf, schmal, die Wände glatt geschliffen, verschwunden sind die Unebenheiten und Ausbuchtungen, wie sie auf der flachen Fels- oberfläche noch wahrnehmbar waren. Die



Abb. 5. Ungezwungen richtungsuchende, breitsohlige Karren, die durch breitrückige Trennungsrippen voneinander getrennt sind, auf einer fast horizontalen Fels- oberfläche. Am Gefällsknick werden die Formen straffer, schmaler und tiefer.

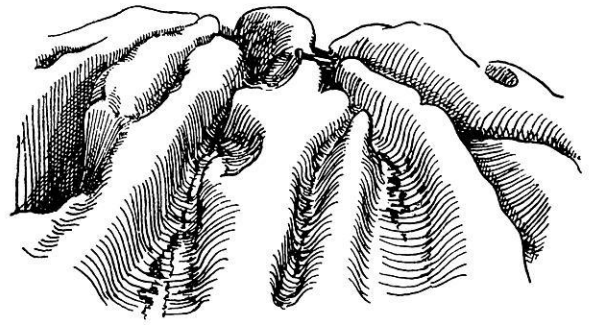


Abb. 6. Zwar schon eindeutig gerichtete, aber noch verhältnismäßig breitsohlige Karren ziehen auf schon etwas stärker geneigter Fels- oberfläche dem Gefällsknick entgegen. Die breiten Trennungsrippen wie auch die Sohle der Rinnen lassen eine chemische Überarbeitung noch deutlich erkennen.

Trennungsrippen sind bei enger Scharung der Karren straff gezogen und scharfgratig (Abb. 7).

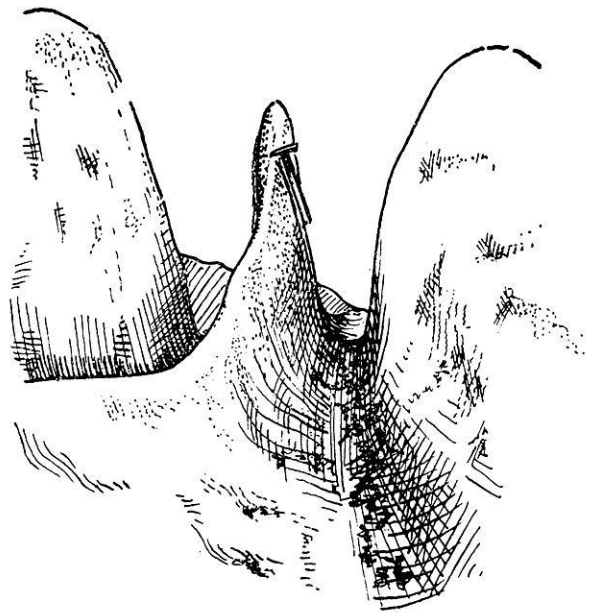


Abb. 7. Straff sind die Züge der fast schon geschliffen erscheinenden 120 cm tief in den Felsen eingeschnittenen Karrenform am Gefällsknick.

Wie ist das erklärbar?

Das Gestein ist zwar dasselbe geblieben, aber die Wassermenge wird mit zunehmender Entfernung vom Ausgangspunkt immer größer, wie auch die Fließgeschwindigkeit des stärkeren Gefalles wegen stark zunimmt. Damit muß zwangsläufig die mechanische Einwirkung des Wassers auf die Fels-

oberfläche in Form von Reibung stark zu nehmen, umgekehrt aber die chemische Verwitterung auf der Felsoberfläche in demselben Maße abnehmen, da ja eine Austrocknung der Rinnen an den steilen Flächen viel schneller erfolgt als auf den nur schwach geneigten Flächen, wo durch Stagnation oder Abkriechen des Wassers eine viel intensivere chemische Wirksamkeit erzielt werden kann. Das kommt auch in der oben beschriebenen Form der Abflußrinnen zum Ausdruck. Alle Anzeichen chemischer Einwirkung wie Unebenheiten auf der Karrensohle oder Ausbuchtungen der Karrenwände sind verloren gegangen. Das will zwar nicht heißen, daß damit jegliche chemische Einwirkung aufgehört hat, doch tritt sie stark zurück und macht den hier an den steilen Flächen zu besonderer Entfaltung kommenden mechanischen Kräften Platz. Diese dominieren hier, überdecken jede chemische Einwirkung, nehmen alles von der chemischen Verwitterung gelöste Material schon quasi in statu nascendi mit fort; sie allein sind hier die formbestimmenden Kräfte.

Aber wachsende Hangwinkel und mechanische Einschneidung laufen nur bis zu einem Optimalwinkel einander parallel. Wird der Winkel, der nach meinen Untersuchungen etwa zwischen 55 und 65 Grad liegt [KLAER 1956], überschritten, so wird die mechanische Einwirkung des abfließenden Wassers auf das Gestein zusehends geringer. Die Fließgeschwindigkeit und auch die Wassermenge nehmen zwar noch weiterhin zu, aber die Reibung wird mit zunehmender Steilheit der Felswand immer geringer, um schließlich bei freiem Fall des Wassers (überhängende Felswand bei mehr als 90 Grad Neigung) gleich Null zu werden. Zwar dürfte damit die Wirkung chemischer Lösungsverwitterung gegenüber der gerichteten mechanischen Einschneidung relativ wieder erheblich an Einfluß gewinnen, absolut aber weiter noch an Wirksamkeit verlieren, denn mit zunehmender Versteilung werden auch für sie die Einwirkungsmöglichkeiten auf das Gestein immer ungünstiger. Zum anderen kommt aber noch hinzu, daß durch die hohe Geschwindigkeit das in Rinnen zusammengefaßte Wasser auseinanderreißt, die chemische wie auch aus-

klingende mechanische Wirkung nun nicht mehr eine linienhafte, sondern vielmehr eine flächenhafte sein wird. Es verwundert daher nicht, daß an Wänden von mehr als 80 Grad Neigung kaum noch Karrenrinnen zu beobachten sind.

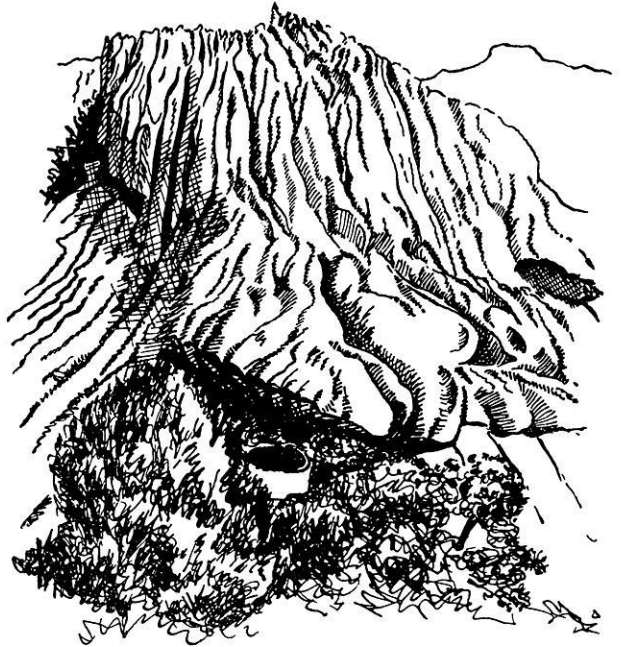


Abb. 8. Eine von unzähligen Rinnen zerschnittene Felsoberfläche an der Westabdachung der Höhe 429 m am Pt. de Soliara (Südkorsika).

Die Karren im Granit gehen, wie SCHMIDT-THOMÉ richtig zum Ausdruck gebracht hat, auch nach meinen Untersuchungen auf ein Zusammenwirken von Gesteinsauflösung und -abspülung zurück. Beide Faktoren stehen in einem bestimmten, vom jeweiligen Neigungswinkel der Felsoberfläche abhängigen Verhältnis zueinander. Während die Einwirkungsmöglichkeiten der chemischen Verwitterung mit zunehmendem Hangwinkel immer ungünstiger werden, liegt das Optimum der mechanischen Einschneidung in eine Felsfläche nach meinen Beobachtungen zwischen 55 und 65 Grad Neigung. Bei noch größeren Hangwinkeln werden die dominierenden Einflüsse der mechanischen Kräfte wieder geringer, um bei mehr als 90 Grad schließlich wieder auf Null herabzusinken. Würde man die Einwirkung der chemischen und mechanischen Kräfte als Kurven in ein Koordinatennetz eintragen, dann würden die beiden Kurven zwei

Schnittpunkte miteinander haben; bei mittleren Hangwinkeln würden die mechanischen Kräfte und bei kleinen und großen Hangwinkeln die chemischen Kräfte dominieren. Ein solches Kurvendiagramm kann der fehlenden und wohl auch kaum durchführbaren quantitativen Messungen wegen nicht angefertigt werden. Doch läßt die Abhängigkeit der Verwitterungsformen vom Neigungswinkel der Felsoberfläche, wie ich sie oben im einzelnen aufführen konnte, in etwa das jeweilige Verhältnis der chemischen zu den mechanischen Verwitterungskräften erkennen. Und nicht zuletzt ist das Auslaufen oder gar Fehlen der spezifischen Verwitterungsformen an beinahe senkrechten Wänden ein Beweis für die Richtigkeit unserer genetischen Erklärungsversuche des Karrenphänomens in Silikatgesteinen. Gleichzeitig konnte aber auch durch die Untersuchung die Formenverwandtschaft zweier der Form nach völlig verschiedener Verwitterungserscheinungen nachgewiesen werden.

Kann man die Abflußrinnen im Granit als „Karren“ bezeichnen? Es ist dies meines Erachtens Auffassungssache. Kein Zweifel dürfte wohl darüber bestehen, daß auch die echten Karren in Kalkgesteinen nicht reine Lösungskarren sind, daß auch bei ihnen trotz der deutlich stärkeren Feininselierung mechanische Einschneidung mitbeteiligt ist, ohne daß allerdings das Maß genauer bestimmbar wäre, weil derartige Untersuchungen praktisch kaum durchführbar sind. Wenn ich in meiner Arbeit [1956] von „Pseudokarren“

spreche, so sollte damit ausdrücklich auf den Unterschied zwischen den zweifellos wesentlich größeren Ausbildungsformen der granitischen Karren und den bedeutend feiner modellierten Formen der Kalkkarren hingewiesen werden, ein Unterschied, der übrigens schon MAULL [1930] aufgefallen ist und der daher seine im Itatiaya gefundenen Karren im Nephelinsyenit „Grobkarren“ benennt. Denn schrattenartige Feinformen mit feinsten, kaum fingerbreiten Rillen gibt es im Granit ebenso wenig wie subterrane lösungsbedingte Verwitterungshöhlungen.

Vernachlässigen wir aber die feineren Unterschiede und deuten die Karren zweifellos richtig als vom Niederschlagswasser durch Gesteinsauflösung und -abspülung in die Oberfläche eingeschnittene Rinnen, ohne dabei allerdings in irgend einer Weise das Verhältnis des einen Faktors zum anderen zu berücksichtigen, dann läßt sich kaum etwas dagegen einwenden, die Abflußrinnen auch auf der granitischen Felsoberfläche als Karren zu bezeichnen.

Um sowohl der einen wie auch der anderen Anschauung gerecht zu werden, schlage ich vor, zumindest den Ausdruck „Karren“ für beide Formen anzuwenden, da sich die Erscheinungen in Form und Genese doch sehr nahe stehen. Um aber auch auf die feineren Unterschiede der Karrenformen in den verschiedenen Gesteinen hinzuweisen, wäre es das einfachste, von Granitkarren, Basaltkarren oder Kalkkarren u.s.f. zu sprechen.

Literaturverzeichnis

- BAUER, M. 1898: Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. (N.Jb.f.Min. II).
- v. BÜLOW, K. 1942: Karrenbildung in kristallinen Gesteinen? (Z.d.D.Geol.Ges. 94).
- CARLÉ, W. 1941: Karrenbildung im Granit der galizischen Küste bei Vigo. (Geol. d. Meere und Binnengewässer 5).
- KLAER, W. 1956: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. (Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 261, Gotha.)
- MAULL, O. 1930: Vom Itatiaya zum Paraguay. Leipzig.
- MAULL, O. 1936: Geomorphologie (Enzyklopädie der Erdkunde).
- SCHMIDT-THOMÉ, P. 1943: Karrenbildung in kristallinem Gestein. (Z.D.Geol.Ges. 95).
- THORBECKE, F. 1927: Der Formenschatz im periodisch trockenem Tropenklima mit überwiegender Regenzeit. (Düss. Geogr. Vortr. u. Erört. III, Berlin).
- ULE, W. 1925: Quer durch Südamerika. Lübeck.

Junge Erosion und Akkumulation in den Ostalpen

Von

SIEGHARD MORAWETZ

Youthful erosion and deposition in the Eastern Alps

One of the important sources of debris are slopes without story-like pattern where the channels run right down from ridge to valley-bottom without a bend. It was seen that a not inconsiderable reason for the frequent changes of inclination of the valley-bottom was not only the debris brought by tributaries, but also that from slopes in the immediate neighbourhood, and changes of structure due to small alluvial cones. This was demonstrated particularly well in the Mur transverse valley between Bruck and Graz. In the region of the Julian Alps there was often a sucking-out of loose material, in consequence of retro-erosion starting from the deep base-level of the Venetian plain; on the other hand, in the northward pointing valleys of the Klagenfurt basin, with a local base-level lying several hundred metres higher, there were broad deposits of gravels.

Gebiete mit erheblicher Erosion und Akkumulation sind oft auch Gegenden eines beachtlichen Formenwandels. Wenn der Mensch solche Landschaften bewohnt, müssen sich seine Siedlungen, Wege und sonstwie genutzten Flächen weitgehend diesen Erscheinungen anpassen. Die Frage nach den Stellen, wo entweder junge Akkumulation auftritt oder junge Erosion Beachtliches leistet, interessiert darum weit über den Kreis der Geomorphologen hinaus.

Steigt man von der Kamm- und Gipfelregion der Ostalpen abwärts, so erreicht man auf den hochgelegenen Karböden eine erste Verflachungszone, die als Denudationsbasis für all die darüber aufragenden Steilhänge, Kammpartien und Gipfelaufbauten dient. Diese Karböden wirken als auffallende Schuttsammler. Das Schuttmaterial stammt, oft ziemlich gleichmäßig verteilt, sowohl von dem steilen Hintergehänge wie auch den Seitenflanken, seien diese nun wirkliche Wände oder nur schroffige Steilhänge. Ein recht gleichförmiges Schuttband, das sich nicht mehr in

einzelne Schuttkegel zerlegen läßt, gehört zu den Ausnahmen. Meist liefern die zahlreichen Rinnensysteme, die die Steilhänge und Wandpartien gliedern, den überwiegenden Schuttanteil, oder der Schutt quillt aus den Gassen hervor, die von den Scharten herabführen. Da die Rinnensysteme oft in nur wenigen Zehnmeterabständen herabkommen, ist eine starke Verschmelzung der einzelnen Kegel zu einer mindestens unter bestimmten Blickwinkeln recht einheitlichen Halde verständlich. Dort, wo zwischen den Wandrinnensystemen nur ungegliederte Dreieckshänge herabziehen, deren Großformen zwischen den Seitentälern E. GERBER [1944] im Rhonetal untersuchte, fällt dagegen der geringe Schuttanfall auf. In den Dolomiten, vor allem in der Langkofelgruppe, den Geißlerspitzen, der Sella und in vielen anderen Hochgebirgsgruppen lassen sich zahlreiche Beispiele für diese Entwicklung anführen.

Stellen starker Veränderung sind meist die unteren wie oberen Haldenränder. Der untere Rand dann, wenn er sich vorschiebt, was meist in Form von Lappen und Streifen an Murzügen und Lawinentobeln geschieht, der obere Rand dagegen, wenn sich frische Kegel ganz oben nach der Wand und den Rinnen hin aufsetzen. Man sieht da die vielfältigsten Differenzierungen, und die Dauer der Schneebedeckung der Halden, wie die relativen Höhen der Rinnensysteme und Wände spielen für die Haldenentwicklung eine wesentlichere Rolle als die Gesteinsart und die Gesteinslagerung, denn all die verschiedenen Haldenerscheinungen kommen sowohl im Dolomit, den verschiedenen Kalkgesteinen und im Kristallin vor. Es gibt je nach den Gesteinen nicht so sehr qualitative, sondern meist nur quantitative Unterschiede. Daß nicht zu mäch-

tige, steilstehende, von Klüften durchzogene Schichtpakete einer Turmbildung und Kleinschartung Vorschub leisten und reichliche Schuttlieferanten abgeben, läßt sich leicht ableiten; aber auch dort, wo Schichtköpfe anstehen, fällt viel Schutt an. Ebenso können Plattenschüsse, deren nur mäßig dicke Platten von Klüften durchzogen werden, in die die Frostverwitterung leicht eindringt, recht viel Schutt beisteuern. Der Schutttransport vollzieht sich allerdings recht verschieden. Bei der Türmchen- und Schartenbildung wandert erst das Lockermaterial in den zahlreichen Rinnen und Schuttgassen abwärts, auf den Schichtkopfhängen mit kleinsten Denudationsterrassen wechseln schmale Bänder ab, die bis zum maximalen Böschungswinkel mit Schutt verdeckt sind — meist setzt hier schon ein leichter Tritt das Material in Bewegung — so daß man, wenn die Schichtköpfe zerklüftet sind, den Eindruck eines allgemeinen Schutthanges erhält. Auf den Plattenschüssen gleiten die aus dem Gesteinsverband gesprengten Stücke meist bald über relativ weite Strecken ab, so daß die Platten schuttarm oder gar schutfrei bleiben.

Dem unten angesammelten Schutt kommt eine wichtige Funktion zu; er verteilt das anfallende Wasser in die Hohlformen zwischen die Gesteinsstücke und selbst dort, wo auf Steilhängen und in Rinnensystemen der Wände das Wasser bereits in geschlossenen Strängen fließt, gliedert es sich auf den Halden wieder auf. Der Schutt wirkt als petrographisches Trockengebiet, und die lange Schneebedeckung in der Hochzone fördert noch diese Erscheinung. So bildet das Gebiet der Schutthalden einen Streifen, auf dem die lineare Wasserarbeit sich weitestgehend ausschaltet. Die Beobachtungen von O. LEHMANN [1933] und seine Bemühungen, den Werdegang der Halden, den der Wände darüber und den der Basishänge darunter mathematisch zu fassen, waren grundlegend. Die Berechnungen von J. P. BAKKER und J. W. N. LE HEUX [1952] führen dagegen so recht deutlich vor Augen, wie viele Entwicklungsmöglichkeiten es bei steilen Hängen gibt und daß Voraussagen bestimmter Formen kaum möglich sind. Gleichgültig, ob es sich nun um konvexe oder konkave Haldenhänge handelt und ob ein we-

sentlicher Teil der Halde nur aus einer dünnen Schuttdecke besteht oder ob eine große Schuttmächtigkeit den größten Teil des Raumes zwischen Wand und Haldenbasis einnimmt, füllt sich mancher nicht zu tief gelegene Karboden immer mehr mit Schutt, so daß dort endlich eine schiefe Schuttfläche entsteht. Es treten dann auf solchen Karböden ähnliche Fälle ein, wie ihn schuttüberdeckte Wandbänder und schuttverkleidete Denudationsstufen zeigen, nur daß die Karschwelle die Rolle der unteren Bandkante übernimmt, wobei aber ein maximaler Böschungswinkel für den Schutt nicht erreicht wird. Immerhin genügt z. B. eine Schuttmächtigkeit von rund 50 m nach knapp 300 m Bodenlänge, um eine schiefe Ebene von rund 10 Grad zu erzeugen, bei einer Bodenlänge von rund einem Kilometer tritt dieser Fall bei rund 180 m Schuttmächtigkeit ein. Zwischen der Waldgrenze und der Schneegrenze ist die Schuttverbreitung und der Schuttanfall am größten, und zwar näher der Schneegrenze größer als näher der Waldgrenze. Maximale Werte erreichen die Schuttmengen, wo Blockgletscher auf den Karböden lagern und der letzte Gletscherrückgang eine beachtliche Schwundmoränendecke zurückließ. Es fehlen hier schutfreie Partien und jedes oberflächlich fließende Gewässer ganz, auch ist eine strenge Scheidung in Karrückwandhalden, Seitenhalden und Bodenhalden nicht mehr recht möglich. Dauert die starke Schuttlieferung auf die Karböden an und bleibt der Abtransport über die Karschwellen gering, so sinkt bei entsprechenden Volumenverhältnissen zwischen den Karräumen und den überhöhenden Vollformen ein wesentlicher Teil der Wände, Steilhänge, Kämme und Gipfel in Form von Schutt auf die Karböden herab, wobei sich ein beachtlicher Formenwandel allein auf Grund denudativer Vorgänge vollzieht.

Unter diesen Karböden sieht man jedoch öfters Stufen, die durch ihre Zerlappung und zahlreichen Simse auffallen. J. SÖLCH [1935] nennt diese Simse Schrägsimse, da sie meist schräg über den Stufenabfall hinziehen. Kleine Wasseradern, die von den Hauptsträngen abzweigen, schufen diese Simse. Oftmals verlegen sich auf den hochgelegenen Kar- und Talstufen die fluviatilen Einschnitte, und diese

Verlegungen führen zu Mehrfachkerbungen der oberen Stufenkante. Auch heute noch fließen über manche Stufen mehrere Wasseradern herab, die bei stärkerem Einschneiden eine Zerschlitung der Stufe bewirken. Die Mehrzahl der Wasseradern stammt entweder aus einer Verwilderung des Flußlaufes auf dem Boden oder der Stufenkante oder von einer Mehrzahl von Wasseraustritten aus dem Schutt. Nur muß dann jeder Wasserlauf bis zur Stufenkante selbständig bleiben. Auch von den Seitenhängen können Gewässer herabkommen und selbständig die Stufenkante queren. An allen solchen Stellen gibt es dann mehrere Wasserfälle nebeneinander. Noch manche Kare der Hohen und Niederen Tauern zeigen diese Erscheinungen. Sind die Einschnitte der Wasserläufe auf den Stufenkanten noch nicht tief, können Muren, Felsstürze und Lawinenzüge Verstopfungen der Rinnen hervorrufen; es können auch dadurch Neuanlagen erfolgen. Je tiefer die Einrisse jedoch werden, desto seltener führen Verstopfungen zur Bildung neuer Kerben. Die hochgelegenen Böden mit noch wenig entwickelten und fixierten Wasseradern, aber vielem labiler Schutt, der bis zur Stufenkante reicht, sind die Gebiete der Mehrfacheinschnitte. Etwas tiefer gibt es noch ab und zu zwei Einschnitte, zwischen denen die kräftig gewordenen Wasserläufe Pfeiler, Torsäulen und Rippen, die oft den Namen „Höhenburg“ tragen, heraus-schneiden. Die Höhenburg auf dem Moserboden im Kapruner Tal ist eine der bekanntesten Formen dieser Art.

Ein weiterer Abstieg führt in die durch Stufen nur mehr wenig gegliederten Talabschnitte hinab. Dort sind die zahlreichen seitlichen Schwemm- und Schuttkegel, zwischen denen sich die Flüsse oft nur mühsam durchwinden, die Zeichen einer kräftigen jungen Akkumulation. Die Schwemm- und Schuttkegel veranlassen Stauungen der Flußläufe, so daß sich kleine Böden bilden, auf denen Flußverwilderung herrscht. Wo aus Nebentälern oder von den Flanken besonders viel Moränenschutt angeliefert wird, treten sogar Talverbauungen ein. H. KINZL [1950] berichtet von solchen ganz jungen Datums aus der Weißen Kordillere in Peru, wo sich hinter dem Damm verhältnismäßig große Seen bil-

den. Unter der Südostflanke des Nanga Parbat schwimmen die allein von Lawinen gespeisten Gletscher auf hohen Moränenschuttdämmen, die weit in das Rupaltal hineinlappen; hier versperrt der Bazhingletscher das Tal sogar ganz. Aber nicht nur in den Nebentälern, sondern auch in den Haupttälern und bei großen Flußläufen haben die Schwemm- und Schuttkegelbildungen noch große Bedeutung. In den Ostalpen gehören die Schwemmkegel des Vintschgaues im oberen Etschtal zu den allergrößten, aber auch die des Gailtales und des Drautaales oberhalb von Möllbrücken sind für die Gestaltung des Talprofils ausschlaggebend. Man gewinnt an vielen Stellen den Eindruck, daß das Tal verschüttet wird. Nicht so sehr die Nebentäler, sondern die kleinen Einrisse liefern den meisten Schutt und erzeugen die größten Schwemmkegel. So hat der Litzerbach zwischen Laas und Kortsch im Vintschgau eine Kegellänge von 2500 m mit 350 m Höhenunterschied (Neigung 8°). Der Kegelbogen mißt 7 km und das engere Einzugsgebiet beansprucht mit 7 km² kein größeres Areal als der Kegel selbst. Wie ein Damm wirkt dieser Kegel, wenn man von Goldrein oder Morter nach Westen blickt, und die Etsch wird ganz an den Südhang gedrückt. Im Drautal treten zwischen Sachsenburg und der Debantmündung (51 km) 14 größere Schwemmkegel auf, deren Längen 500 bis 1700 m betragen und deren Bögen 1200 bis 3000 m messen. Einer der steilsten ist der von Berg mit 7° Neigung und einem Einzugsgebiet von nur 4 km². Er drängt die Drau stark nach Süden, wo ihm der von Feistritz entgegen kommt und die Drau den auffallendsten Knick zwischen Oberdrauburg und Sachsenburg ausführt. Im Gailtal besitzt der Kegel des Rinsenbaches, der vom Reißkofel herab zieht, mit 4700 m Bogen- und 2100 m Achsenlänge bei 6° Neigung die größten Ausmaße. Sein Einzugsgebiet, das knapp 4 km² beträgt, übersteigt die Kegelfläche nur wenig. Gerade im Gailtal wird durch die Seitengewässer sehr viel Schutt der Gail zugeführt, und trotz Begradigung ihres Bettes ist sie nicht imstande, die angeschleppten Mengen zu verfrachten. Man muß an vielen Stellen baggern, damit sich das regulierte Bett nicht zu sehr erhöht. Diese Erhöhungen westlich und östlich von

Hermagor haben mit dem Stau der Gail durch die Dobratschbergstürze, die 535 Millionen m³ auf die Gailtalsohle bei Arnoldstein schütten, nichts mehr zu tun. Ein Niederdrücken der Gailtalsohle durch den Nordschub der Karnischen Alpen, wie das FR. HERIRSCH [1936] wahrscheinlich machte, mag die Aufschotterung wohl begünstigen, steht aber mit der Anlieferung des Schuttes und Schotter in keiner unmittelbaren Beziehung. Talsohlenerhöhung durch seitliche Schuttanlieferung allein ist selbst bei den größten Alpenflüssen möglich. Die Vorgänge, die dazu führen, können einmal Stauung durch große seitliche Schwemmkegel sein, die sich entgegen schieben, und dann die seitliche Schutzzufuhr allein ohne Stauung, wenn der Hauptfluß das andrängende Material nicht mehr bewältigt. Bei den großen Schwemmkegeln, in die die Gewässer, die über die Kegel herabkommen, noch keine Einschnitte erzeugten, zu sagen, ob sie gefährlicher sind als die Kegel, in die die Seitengewässer bereits fest einnagen, bleibt offen. Tiefen sich die Gewässer in Richtung der Kegelachse stark ein, schleppen sie zum Hauptfluß wohl mehr Material heran, als wenn sie die Kegel nur mantelförmig überirren. Im Gailtal liefern die eingerissenen Kegel besonders viel Schutt und die Wildbachverbauung sucht diese Kegeleinrisse durch Stufung des Laufes zu festigen und dadurch die Vermurung zu unterbinden. Plötzliche Schneeschmelzen und die oft starken Herbstregen werden recht gefährlich. Vom Gestein sind die Schwemmkegel recht unabhängig. Im Drautal sieht man deutlich, wie im Süden die Gailtaler Alpen das kalkige, die Kreuzeckgruppe im Norden kristallines Material liefert. Steile Hänge ohne Stockwerkgliederung die zahlreiche Rinnen, Runsen und Tobeln gliedern, steuern am meisten Schutt und Schotter bei.

Folgt man den Hauptflüssen abwärts, so stellen sich vor Erreichen der pannonischen Niederung bei Save, Drau und Mur längere Durchbruchsstrecken ein. Wie verhalten sich dort Erosion und Akkumulation? Im Savetal findet man zwischen Sava und Ratschach unterhalb der Sanneinmündung über 26 km ein Gefälle von rund 1‰ und der Fluß besitzt im Savebergland ein felsiges Bett, während

flußaufwärts zwischen Sava und Krainburg die Save in den Schotterfeldern von Oberkrain (62 km) ein Gefälle von 2‰ aufweist. Von Ratschach abwärts beträgt das Gefälle über 30 km um 1,5‰, also mehr als im engen Durchbruch, und erst von Gurkfeld bis zur Krapinamündung sinkt es auf 0,7‰ ab. Die enge Durchbruchstrecke mit dem Felsbett hat jedenfalls ein geringeres Gefälle als die Strecken flußauf- und abwärts. Im Drautal hat die 42 km lange Durchbruchstrecke durch das kristalline Steirische Randgebirge zwischen Unterdrauburg und Faal ein Gefälle von 1,7‰. Auf dieser Strecke, die die beckenförmigen Weitungen von Hohenmauthen und Mahrenberg (2 km) mit 50 bis 70 m hohen Schotterterrassen einschließt, fließt die Drau weitgehend über Fels, und selbst in den Becken wird der Felsboden bei Trofin und östlich der Feistritzmündung bei dem Turner- und Kaiserfelsen erreicht. Im Vorfeld von Faal bis Marburg nimmt das Gefälle aber nicht ab, sondern erhöht sich bis auf 2‰, nimmt bis östlich von Pettau nur langsam ab (1,3‰) und beträgt auch im Warasdiner Feld östlich von Friedau noch über 1‰. Die zwischen Bruck und Graz rund 50 km lange Murtalstrecke durch das Steirische Randgebirge und die devonischen Kalke des Grazer Berglandes zeigt im Vergleich zu dem Save- und Draudurchbruch nirgends ein Felsbett. In der Enge zwischen Röthelstein und Schiffall sind die Hänge noch mit Schutt verpflastert, in der Badlunge prallt die Mur wohl seitlich an die Felsen, aber in dem Flußbett liegt noch eine Schotterbank. Seitlich felsige Prallstellen gibt es dann noch bei dem Schloß Rabenstein und unter der Kanzel, unter dem Pfaffenkogel und bei dem Jungfernsprung reicht die Mur bis knapp an die Felsen heran. In diesem Durchbruchstal fallen die verhältnismäßig langen Strecken mit 0,2 bis 0,8 km breiten Schottersohlen auf, ohne daß die Terrassenentwicklung große Ausmaße erreicht. Mit den Terrassen befaßten sich schon eine Anzahl Forscher, so F. ROLLE [1856], A. AIGNER [1905], V. HILBER [1912], J. SÖLCH [1917] und in letzter Zeit besonders eingehend A. WINKLER-HERMADEN [1955, 1957], der vor allem dem Wechsel von Erosions- und Akkumulationsphasen nachging. Das Flußgefälle ist trotz der erheblichen Tal-

breite größer als im Drau- und Savetal und macht zwischen Bruck und dem Weinzödlwehr vor Graz $2,3\text{‰}$ aus, wobei auf den Abschnitt Pernegg-Frohnleiten $3,2\text{‰}$, den von Gratwein-Weinzödl aber nur mehr $1,6\text{‰}$ entfallen. Trotz des hohen Durchschnittsgefälles fehlt hier das Felsbett. Auf den Schotterfluren südlich von Graz im Grazer Feld und Leibnitzer Feld ist das Gefälle wieder größer als im letzten Teil der Durchbruchstrecke und mißt von Weinzödl bis nach Liebenau südlich von Graz um $2,8\text{‰}$, zwischen Wildon und Lebring erhält man sogar $3,1\text{‰}$. Die Mur besitzt auf den Mur-Feldern über eine Strecke von 70 bis 80 km ein fast doppelt so großes Gefälle wie die Drau vom Gebirgsaustritt bei Faal bis in das Warasdiner Feld ($2\text{‰} : 1,1\text{‰}$). Man kommt aber auch auf den Mur-Feldern südöstlich von Graz immer mehr aus dem Erosionsbereich in den der Erosionsminderung und schließlich schon jenseits der Staatsgrenze in Gebiete mit Akkumulation hinein. Aber nicht ganz allmählich vollzieht sich dieser Wandel, sondern in Abschnitten. In makroskopischer Schau bedeutet das folgende Aneinanderreihung von Formabschnitten: 1. stärker geneigte Terrassenfluren mit markanten Flußeinschnitten ohne Flußverwilderung und Stromgabelung und auch noch wenigen Terrassenteilfeldern, auf die K. TROLL schon 1926 aufmerksam machte, 2. geringere Neigung der Schotterfluren, aber Abnahme der relativen Terrassenhöhen, größere Teilfelder, die durch stärkeres Ausschwingen des Flusses herausgearbeitet wurden, 3. weiteres Niedrigerwerden der Terrassenhöhen, immer mehr Teilfelder, auf denen keine strenge Unterscheidung in Haupt- und Nebenterrassen mehr möglich ist, Verwilderung des Flusses, 4. die Terrassen sinken zu Randerscheinungen der breiten, das Landschaftsbild bestimmenden rezenten Talaue herab, in der Stromverwilderung schon in freie Mäanderbildung übergeht. Diese Entwicklungsfolge kann sich sowohl flußab- wie flußaufwärts verlegen, je nachdem die flachen Schwemmkegel sich abwärts verlagern oder zurückgeschnitten werden.

Ist auf den flachen Schotterfeldern des östlichen Alpenvorlandes die Frage nach Erosionsminderung mit Zunahme des Gebirgsab-

standes eindeutig zu bejahen und für das Save- und Draudurchbruchstal das Andauern der Erosion wegen des restlosen Durchschneidens der Schotterterrassen und der Arbeit im Anstehenden an vielen Stellen eindeutig belegt, so liegen die Verhältnisse im Murdurchbruchstal viel verwickelter und die Frage nach Erosion und Akkumulation läßt sich nicht so einfach beantworten. Die Mur, die bei Pernegg im Jahresmittel rund $103\text{ m}^3/\text{sec}$ Wasser führt, bei Mengen von nur $51\text{ m}^3/\text{sec}$ im Jänner, von $254\text{ m}^3/\text{sec}$ im Mai und solchen von 1000 bis $1400\text{ m}^3/\text{sec}$ während größter Hochwässer (22. Mai 1938), hat überall eine Schottersohle, die auf Grund der Kraftwerk- und Brückenbauten auf meist 5 bis 10 m zu veranschlagen ist. Das Vorhandensein dieser Schotterdecke legt zwei alternative Überlegungen nahe: gegenwärtige Erhöhung oder Beseitigung. Stimmt letztere, muß die Schotterdecke aber vor nicht zu langer Zeit gebildet worden sein. Das hieße weiter: Akkumulation und Erosion wechseln besonders schnell ab. Was für Beobachtungen lassen sich heute in diesem Flußabschnitt machen? Die Staumauern und Kraftwerkbauten bewirken eine heftige Feinsedimentation in den Stauräumen von Pernegg und Mixnitz. Aus den Untersuchungen G. TROPPERS [1950] über den Stauraum bei Pernegg weiß man, daß sich dort im Jahr 200 bis $300\,000\text{ m}^3$ hauptsächlich Schlamm und an $50\,000\text{ m}^3$ Geschiebe absetzen. Der Stauraum des seit Sommer 1927 arbeitenden Werkes ist so gut wie ausgefüllt, und um eine Verschlammung des Werkskanals und des Schleusengeländes zu verhindern, muß man ab und zu spülen. Zur Zeit der Spülung schleppt die Mur gewaltige Schlammengen weg. Das Maximum der Schlammführung betrug während einer Spülung im Frühjahr 1936 5‰ , das heißt: 3 g Schlamm befanden sich damals in einem Liter Murwasser, was das 1000fache der Drauschlammführung bei Villach und das 10 000fache der Enns bei Steyr ausmacht*. Wenn eine solche Schlammführung durch ein Jahr anhielte, würde sich der Murtalboden im Durchbruch um 33 mm im Jahr erhöhen. In die Stauräume, die heute praktisch ausgefüllt

*) Schwebstoff- und Geschiebeaufnahmen einiger österreichischer Flüsse (Hydrographischer Dienst in Österreich. 1937).

sind, bauen sich nach der Schlammzone am oberen Stauende die Schotterkegel hinein, die wieder einen Stau auf die oberhalb anschließende Flußstrecke ausüben. So entsteht durch den Stau gleichsam eine Umkehrung der Verhältnisse, wie sie auf den ganz flachen Schwemmkegeln der Schottervorlandfelder herrschen, wo Save, Drau und Mur zunächst recht kräftig, dann immer schwächer einschneiden und flußabwärts die Schwemmkegel vorschieben. In den Sedimenten des Staurumes entsteht dagegen beim Spülen unten nahe den Schleusen der kräftigste und breiteste Einriß, der nach den Schotterkegeln zu immer schwächer wird. Auf den Schotterfeldern vollzieht sich folgendes: nach dem Einschneiden in die flache Schwemmkegelspitze fällt bei jeder Prallstelle besonders viel Geschiebe an, und häufen sich diese Stellen, beziehungsweise werden die Einschnitte tiefer und steuern schon deshalb immer mehr Material bei, tritt bald Überlastung ein und es kann oder muß nun weiter unten im Bereich des Schwemmkegels zu neuer Akkumulation kommen. Damit ereignet sich auf den Vorlandkegeln nur das Gleiche, was man auf den bis 100mal steileren Schwemmkegeln innerhalb des Gebirges sieht, nämlich stark in die Kegelmäntel eingerissene Gewässer verfrachten ihren Schutt nun weiter nach unten auf den Haupttalboden, wo sie ihn in Form eines neuen flacheren Kegels absetzen. Wie empfindlich Flußläufe auf Eingriffe von der Seite her reagieren, zeigt ein Beispiel aus dem Weichbild der Stadt Graz. Bauschutt und Schutt aus den Luftschutztollen leerte man oberhalb der Hauptbrücke 1943/45 über eine 4 bis 5 m hohe Kaimauer. Es entstand eine einige Meter breite Halde, die die Mur, obwohl sie dort eine Geschwindigkeit von 2 bis 2,4 m/sec hat und kräftig erodiert — die Brückenpfeiler wachsen immer höher aus dem Wasser heraus und die Kanäle bilden immer höhere Wasserfälle — vermochte der Fluß den Schutt in den vergangenen Jahren nicht zu beseitigen. Nur durch Schaufeln entfernt man die unschöne Halde und den Rest hofft man durch Ziehen eines Grabens zwischen dem Kai und dem Haldentorso mit Hilfe einer nun doppelseitig einsetzenden Spülung abzubauen. Eine Schuttmenge von dem Volumen einer

größeren Schotterbank hielt also in einem geraden Flußbett mit Erosion so lange stand.

In den infolge der Wasserabkehr fast trockenen Murbettabschnitten erfolgt Wasserzufuhr während der längsten Zeit des Jahres nur durch die kleinen Seitengewässer, die im Flußbett verlorene Wasserfäden bilden. Nach Gewittergüssen liefern diese Nebengewässer jedoch viel Geschiebe, das im breiten Murbett gleich liegen bleibt. Aber auch die steilen, unmittelbar über dem Flußbett aufragenden Hänge haben als Schuttlieferanten Bedeutung. Eine Hangstatistik zwischen Bruck und Gösting zeigt, daß Hänge bis zu 200 m relativer Höhe auf 42,7 km Länge, von 200 bis 400 m Höhe auf 46,5 km, von 400 bis 600 m auf 7 km und über 600 m auf 0,8 km den Fluß begleiten. Die unmittelbar flankierenden Hänge bedecken ein Areal von 48 km², das kaum größer ist als das der Talsohle. Es gibt unter diesen Hängen ausgesprochene Prallhänge, die aber schon wieder von Rinnen durchzogen sind, deren Dichte 4 bis 5 erreicht, während die aus den Rinnen austretenden kleinen Schwemmkegeln sich zu geschlossenen Halden zusammenschließen; diese Kegel und Halden drängen wahrscheinlich den Fluß vom Prallhang wieder ab. Gleich südlich von Bruck gibt es auf der Schweizebenleiten im Amphibolit einen solchen Hang, ein anderer liegt im Devonkalk der Raacherleiten vor Gösting. Das Rinnenvolumen der Schweizebenleiten beläuft sich auf rund 700 000 m³ und ein beachtlicher Teil des Materials lagert noch auf den Fußhalden. Alles Belege für eine schwache Transportkraft der Mur. Auch sonst sieht man, wie bereits die kleinen Rinnenschwemmkegel die Mur abdrängen. Die Schwemmkegel größerer Einrisse, so die von Prebach und Traföß südlich von Pernegg und der des Königsgrabens nördlich von Stübing bauen beachtliche Kegel vor, die eine Terrassierung verdecken können und gelegentliche Unterschneidungen der Mur wieder verbauen. Nur sehr kleine Tälchen im Kalkgestein des Grazer Berglandes, die keine dauernde Wasserführung besitzen und im Volksmund die Bezeichnung Falschgraben haben, bleiben mit ihrer Erosionsleistung und einer aktiven Schwemmkegelschüttung nach dem Murtalboden hin zurück, haben Stufenmündungen, beziehungs-

weise dort, wo die Mur anprallt, unterschrittene Schwemmkegel. Bei dem Kilometerstein 197 der Bahnlinie sieht man dies, und zwar hängt der Falschgraben mit nur 0,5 km² Einzugsgebiet um 10 m höher als das unmittelbar benachbarte Enzenbachtälchen mit einem solchen von 1,5 km². Der Mur wird gegenwärtig im Durchbruchtal von den Seiten viel Schutt und Geschiebe zugeführt. Da die Messung von nur 50 000 m³ Geschiebe im Murbett bei Pernegg darauf hinweist, daß die Mur kein großer Transporter ist, kann durch diesen Zuschub wohl Überlastung eintreten.

Wann die Aufschüttung einsetzte, darüber lassen sich nur Vermutungen anstellen. Zur Zeit des Eisrückganges im Spätwürm standen der Mur sicher die größten Wassermengen zur Verfügung. An schönen Sommertagen lieferte die Abschmelzung auf dem Murgletscher allein — vergleicht man auf der Basis der Pasterzenablation, wie sie V. PASCHINGER [1948] für die Jetztzeit feststellte, Mengen von 500 bis 600 m³/sec, die ein schon beachtliches Hochwasser bedeuten. Erhöhte Wasserführung bedingt erhöhte Transportkraft, ob damit auch eine verstärkte Erosionsleistung parallel ging, hängt von den zu gleicher Zeit anfallenden Geschiebemengen ab. Große Hochwässer rufen heute an Stellen, wo der Fluß austritt, Überschotterungen und Versandungen hervor, bleibt das Hochwasser dagegen im Flußbett gesammelt, nimmt es an den Uferrändern und vom Bettgrund Material fort. Es wechseln aber die Stellen mit Erosion oder Akkumulation auf kurze Distanzen, und wie die Gesamtleistung über längere Strecken aussieht, bleibt offen. Es ist aber wahrscheinlich, wie dies bereits K. TROLL im Jahre 1926 aussprach, daß in der Spätphase der Kaltzeit sich Erosion einstellte. I. SCHAEFER [1948, 1950] führte dann an die Vorgänge heran, die in der Kaltzeit sowohl Akkumulation wie Erosion zur Folge hatten. Im Murgebiet waren vor allem die ausgehende Kaltzeit und die Eisrückzugszeit hochaktive Zeiten, in denen zuerst die Erosion, dann die Akkumulation überwog. Es spielten sich aber die Vorgänge der Erosion und Akkumulation nicht gleichzeitig längs des ganzen Flußlaufes ab, vielmehr wanderten die Erosions- und Akkumulationsphasen flußabwärts.

Wie sehr eine tiefe Erosionsbasis zu einer Neubelebung der Erosion führt und verhältnismäßig stark geneigte Akkumulationen hinterläßt, zeigt das Beispiel der westlichen Julischen Alpen. Im Süden bildet die Adria und die nur bis 200 m Höhe ansteigende venetianische Ebene die Erosionsbasis, im Norden dagegen das 600 bis 800 m hoch gelegene Karnatal. Wandert man von Süden an das Gebirge heran, quert man zwischen der Isonzo- und Tagliamentomündung die 5 bis 10 km breite Lagunenzonenzone, kommt weiter in den 10 bis 25 km breiten feuchten Teil der Ebene, der an der Fontanili-Linie endet, es folgen dann die für ihre Größe steilen Schwemmkegel mit Neigungen von 3 bis 6 ‰, die im Meduna- und Cellinagebiet auf 9 bis 11 ‰ und vor den Moränen des Tagliamentogletschers auf 15 bis 20 ‰ ansteigen und sogar dem Auge deutlich sichtbar werden, schließlich lagern unmittelbar auf dem Gebirgsfuß Schuttkegel, die 200 bis 300 Höhenmeter überwinden und Neigungen von 60 bis 140 ‰ aufweisen. Die Torrentenbette schneiden in die Kegel nur ganz wenig ein. Im Zungenbecken des Tagliamentogletschers stellten sich sowohl bei dem Kommen und Gehen der Gletscher Verbauungen ein, der See von Cavazzo liegt zwischen solchen, und Erosion und Akkumulation wechselten rasch. Heute beanspruchen die Torrenten fast die ganze Talsohle. Schreitet man im Fellatal aufwärts, endet bei Chiusaforte die Talsohle. Das Resia- und Racolanatal weisen noch schöne Terrassen auf, und zwar das dem Gebirgsrand nähere Resiatal die größeren. 5 bis 6 km nördlich vom Racolanatal führt das Dognatal zur Fella, ein steiles Schlucht- und Kerbtal, in dem nur ganz kleine Leisten und Terrassenreste wie Schwalbennester oder Mauersimse an den Hängen kleben. Verbindet man diese Terrassenreste über die Talkerbe, so erhält man einen Talboden von rund 1 km Breite, der talein von 700 bis 1000 m Höhe ansteigt. Bis zu dieser Höhe arbeiten ganz junge Rinnensysteme von der heutigen Talkerbe aufwärts, während die zahlreichen höheren Rinnensysteme, die bis zu den Kämmen reichen, in der Höhe des alten Bodens zusammenlaufen. Überschreitet man den 2752 m hohen Montasio und steigt nach Nordosten in das Tal ab, betritt man in der Seisera einen 1000 m

breiten Talgries, der sich von 1040 bis 800 m nach dem Kanaltal hin senkt. Griesse treten weiter im Osten, von Süden nach Norden ziehend, im Römertal (900 bis 1000 m), bei den Weißenfelder Seen im Seebachtal (999 bis 926 m) und im Planicatal (960 bis 1065 m) auf, dem ersten Tal, das schon zur Save entwässert. Die tiefe Erosionsbasis der Fella bei Dogna und Chiusaforte im Vergleich zum Kanaltal

und obersten Savegebiet trug viel zur Entstehung der tiefen Dognatalschlucht bei und führte mit Hilfe zahlreicher seitlicher Rinnen zu einer Aussaugung der einst auch dort vorhandenen Griestalsohle. Für den Landschaftseindruck ist es jedoch recht entscheidend, ob man gemächlich über breite Schotterbetten bis unter die steilen Wände schreitet oder ob man sich durch engste Kerben zwingen muß.

Literaturverzeichnis

- AIGNER, A. 1905: Eiszeitstudien im Murgebiet. (Mittl. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, 42. Bd., S. 22—80.)
- BAKKER, J. P. and LE HEUX, J. W. N. 1952: A Remarkable New Geomorphological Law I. (Akad. van Wetenschappen, Amsterdam, Series B, 55.)
- GERBER, E. 1944: Morphologische Untersuchungen im Rhonetal zwischen Oberwald und Martigny. Geogr. Inst. d. Techn. Hochschule Zürich.
- HERITSCH, FR. 1936: Die Karnischen Alpen. Graz.
- HILBER, V. 1912: Die Taltreppe. Graz.
- KINZL, H. u. SCHNEIDER, E. 1950: Cordillera Blanca. Innsbruck.
- LEHMANN, O. 1933: Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. (Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 78. Bd.)
- PASCHINGER, V. 1948: Pasterzenstudien. (Festschr. z. 100jähr. Bestand d. Naturw. Ver. f. Kärnten. Klagenfurt.)
- ROLLE, F. 1856: Die tertiären und alluvialen Ablagerungen in der Gegend von Graz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. (Jahrb. geolog. Reichsanstalt, Wien.)
- SCHAEFER, I. 1948: Vom Wesen der diluvialen Akkumulation und Erosion. (Verh. d. Deutschen Geographentages, Bd. 27, München, S. 101—110.)
- SCHAEFER, I. 1950: Die diluviale Erosion und Akkumulation. (Forsch. deutsch. Landesk. Bd. 49.)
- SÖLCH, J. 1917: Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. (Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volksk. 21. Bd., S. 305—484.)
- SÖLCH, J. 1935: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. (Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 219 u. 220, Gotha.)
- TROLL, K. 1926: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. (Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volksk. 24. Bd., S. 157—256.)
- TROPPER, G. 1950: Die Verlandung der Stauräume der Murkraftwerke Pernegg und Laufnitzdorf. (Österr. Wasserwirtschaft, H. 11.)
- WINKLER-HERMADEN, A. 1955: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. (Österr. Akad. d. Wiss. Denkschr. 110. Bd., Wien, S. 7 bis 180.)
- WINKLER-HERMADEN, A. 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung, Wien.

Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen

Von

WOLFGANG PILLEWIZER

Mit 3 Kartenskizzen, 3 Abbildungen und
2 Diagrammtafeln

Rock-Streams in the Ötztaler Alpen

From 1938 to 1955 the movement of some rock-streams or rock-glaciers in the Ötztaler Alpen, Tirol, was determined by means of photogrammetry. These rock-streams are situated in an altitude of 2400—2700 m, originating from valleys and cirques which in some cases contain small glaciers. The rock-stream in the Äußere Hochebenkar comes from a cirque without any recent glacier. The rock-streams are shaped like a glacier, the longest tongues formed by rocks are 600—700 m in length. At the upper end of two rock-tongues a velocity of 0,75 m/year was measured during a period of 17 years. The velocity increases downwards; in its medium part the Hocheben-rock-glacier has a velocity of 1,50—1,60 m/year whilst its front is moving with a velocity of 3—4 m/year. A repeated mapping showed that the Hocheben-rock-glacier is advancing with a velocity of about 4 m/year. Other rock-glaciers are advancing with a velocity of 1m/year; in these cases the tongues are 250—300 m in length. It is supposed that the rock-streams of the Ötztaler Alpen have been formed in the 17th or 18th century, when large rock masses fell over small glaciers of the „Fernau-Stadium“. Since that time the ice of these glaciers has been protected by a thick layer of rocks, the weight of which causes the slow movement of these rock-streams which are supposed to contain ice of the „Fernau-Stadium“ below the rocks.

Einleitung

Die frischen Moränenmassen der Gletscherhochstände des 19. Jahrhunderts erfüllen allenthalben Kare und Hochtäler in der Umgebung der heutigen Alpengletscher. Vielfach zeugen schön ausgebildete Endmoränenbögen in eisfreien Karen von kleinen Gletschern, die dort vor 100 Jahren noch bestanden haben. Im Bereich dieser weit verbreiteten, rezenten Gletscherablagerungen finden sich in verschiedenen Teilen der Alpen und in anderen Hochgebirgen Blockmassen, die durch ihre Form auffallen: Sie besitzen die Gestalt von Gletscherzungen und entspringen häufig aus voll-

kommen eisfreien Karen oder aus wenig aktiven Firnbecken, von wo sie weit in schutt-freies Gelände vorstoßen. Diese Blockzungen zeigen äußerlich kein Eis; ob in ihnen ein Kern von Gletschereis enthalten ist, wurde bisher noch nicht geklärt.

Schon zu Anfang dieses Jahrhunderts wurden im amerikanischen Felsengebirge¹ und in Alaska² ähnliche, „Rock Glaciers“ genannte Erscheinungen beobachtet.

E. DE MARTONNE berichtete 1920 von „Blockgletschern“, die er im Doisental beobachtet hatte³ und um dieselbe Zeit fanden die ersten eingehenden Untersuchungen an solchen Blockzungen statt⁴. Es handelte sich um mehrere Blockströme von der geschilderten Gletscherform, die mit etwa 700 m Länge einige Täler des Schweizerischen Nationalparks im Engadin erfüllen. A. CHAIX aus Genf nahm die Blockzungen im Val Sassa und im Val dell'Acqua großmaßstäblich topographisch auf und stellte mit Hilfe von Steinlinienmessungen fest, daß sich die Mittelteile der Blockgletscher mit ungefähr 1 m Jahresgeschwindigkeit talwärts bewegen, während die Randpartien geringere Geschwindigkeit besitzen. Damit war erstmals der Nachweis gelungen, daß sich diese Gebilde bewegen.

¹ E. HOWE: Landslides in the San Juan Mts. Colo. U.S.Geol.Surv. 67, 1909, Profess. paper.

² ST. R. CAPPS, jr.: Rock Glaciers in Alaska. Journal of Geology XVIII, 1910, S. 359—375.

J. B. TYRELL: Rock Glaciers or Chrystocrenes. Ebendort S. 549.

³ EM. DE MARTONNE: Le rôle morphologique de la neige en montagne. La Géographie, 34, Paris 1920.

⁴ A. CHAIX: Coulées de blocs (Rock-glaciers, Rock-streams) dans le Parc national d'Engadine. Archives des sciences physiques et naturelles, 5. Reihe, 5. Bd. Genf 1923.

In den Begleitworten zur Karte des Gepatschferners machte S. FINSTERWALDER auf Blockgletscher in den Ötztaler Alpen aufmerksam⁵. Er wies auf den Blockgletscher am Nordfuß der Krummgampenspitze im Kaunsertal hin, der die Form einer Gletscherzunge mit Querwülsten besitzt und der gegenwärtig offensichtlich keine Bewegung mehr aufweist, während der zweite Blockgletscher des Gepatschgebietes, der unter dem Ölgrubenjoch gelegen ist, noch bewegt zu sein schien. Eine Bewegungsmessung, die S. FINSTERWALDER von 1923 bis 1924 dort vornahm, hatte jedoch nach seiner Meinung kein klares Ergebnis.

H. KINZL⁶ beobachtete in der Folgezeit Blockgletscher in den Schweizer Alpen und äußerte die Ansicht, daß die Zungen alpiner Blockgletscher, bei denen eine geschlossene Moränendecke die Ablation ausschaltete, nichts anderes seien als noch unversehrt erhaltene Gletscherkörper aus der Mitte des 19. Jahrhunderts. Sie seien also das unmittelbare Gegenstück zu den schuttbedeckten Gletscherenden der turkestanischen Gletscher.

R. LEUTELT⁷ berichtete von Blockgletschern in den Alpen und im Lasistanischen Hochgebirge, wobei er die Meinung vertrat, daß es sich bei diesen Gebilden um Moränenmassen von Gletschern des Hochstandes um 1850 handle.

Anlässlich der photogrammetrischen Aufnahmearbeiten für die Karte der Ötztaler Alpen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins beobachtete ich 1936 weitere Blockgebilde, die die Form von Gletscherzungen haben. 1938 legte ich an drei gut ausgebildeten Blockzungen der Ötztaler Alpen photogrammetrische Bewegungsprofile an, worüber im selben Jahr erstmals berichtet wurde⁸.

Es handelte sich um den von S. FINSTERWALDER erwähnten Blockgletscher unter dem

⁵ SEB. FINSTERWALDER: Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. Z. f. Gletscherkde, 16, 1928.

⁶ H. KINZL: Die größten nacheiszeitl. Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen u. in d. Mont Blanc-Gruppe. Z. f. Gletscherkde. 20, 1932, S. 366.

⁷ R. LEUTELT: Die Formen der Berge. Der Bergsteiger. 2, 1932 (Hinweise auf Blockgletscher des Kerschakammes, Stubai).

R. LEUTELT: Glazialgeologische Beobachtungen im Lasistanischen Hochgebirge. Z. f. Gletscherkde. 23, 1935.

⁸ W. PILLEWIZER: Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. Z. Ges. f. Erdkunde Berlin 1938, 9/10.

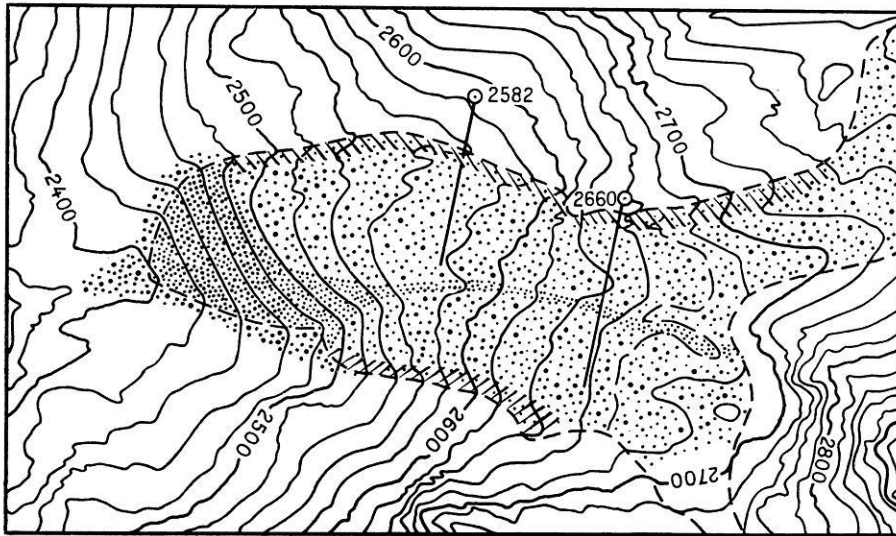
Ölgrubenjoch, sowie um die neu gefundenen Blockströme im Rotschliffkar (Taschachtal) und im äußeren Hochebenkar bei Obergurgl. 1939 konnte ich das untere Bewegungsprofil am Ölgruben-Blockgletscher nachmessen, weitere Untersuchungen wurden jedoch durch den Kriegsausbruch unmöglich. Die Messungen nahm ich erst im Jahre 1953 wieder auf. Anlaß dazu gaben Untersuchungen, die Prof. Dr. L. VIETORIS von der Universität Innsbruck im Jahre 1951 zunächst ohne Kenntnis meiner Messungen von 1938 am Hocheben-Blockgletscher bei Obergurgl begonnen hatte⁹. L. VIETORIS legte 1951 eine Steinlinie über diesen Blockstrom und beobachtete von da an alljährlich ihre Verschiebung. 1953 setzte ich meine Messungen am selben Blockstrom¹⁰ und am Ölgruben-Blockgletscher¹⁰ fort; es gelang, die Bewegung beider für die Zeit von 1938 bis 1953 zu bestimmen, und gleichzeitig führte ich photogrammetrische Neuaufnahmen der zwei Blockzungen durch. 1955 wurden die Bewegungsmessungen und die topographische Aufnahme der Hochebenzunge wiederholt. Nur die Messungen am Blockgletscher im Rotschliffkar (Taschachtal) konnten bisher nicht wieder aufgenommen werden; die photogrammetrischen Meßaufnahmen von 1938, die noch vorhanden sind, könnten jedoch, wie die Erfahrungen an anderen Stellen gezeigt haben, die Grundlage für die Geschwindigkeitsbestimmung auch dieses Blockgletschers bilden.

Der Blockgletscher unter dem Ölgrubenjoch im Kaunsertal

S. FINSTERWALDER⁵ hat 1928 eine eingehende Beschreibung dieser Blockzunge gegeben, die aus Firnfeldresten unter der Hinteren Ölgrubenspitze und dem Wonnetkopf entspringt

⁹ Ich bin Herrn Prof. Dr. L. VIETORIS, dem Kurator der alpinen Forschungsstätte der Universität Innsbruck in Obergurgl sehr zu Dank verpflichtet, daß er mir die Ergebnisse seiner Steinlinienmessungen von 1951 bis 1956 am Blockgletscher im äußeren Hochebenkar zur Verfügung stellte und ebenso der Verwaltung des Sportheims der Universität Innsbruck in Obergurgl, die meine Untersuchungen von 1953 und 1955 unterstützte.

¹⁰ Der Ausdruck „Blockgletscher“ wird hier gleichbedeutend mit dem Begriff „Blockstrom“ verwendet. Beides bezeichnet die oben geschilderten Blockmassen von der Form einer Gletscherzunge, die deutliche Fließstrukturen zeigen. Dabei soll der Ausdruck „Blockgletscher“ nicht vorwegnehmen, daß es sich um verschüttete Eisgletscherzungen handelt.



Karte 1

Photogrammetr. Bewegungsprofil

Die Zunge des Ölgrubenblockgletschers

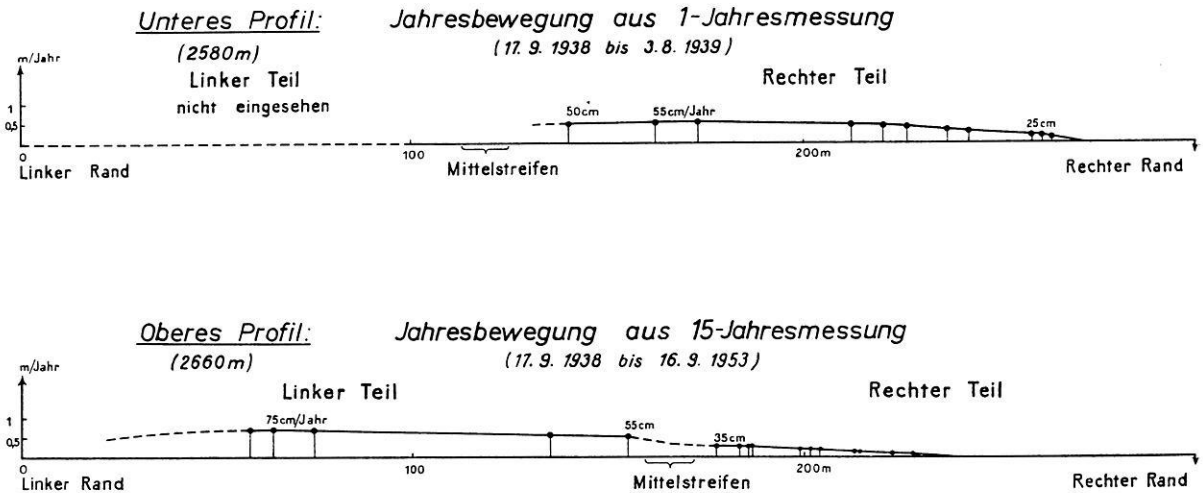
Maßstab 1 : 10 000

Vergrößerung aus der Karte des Gepatschferners 1 : 20 000
von Seb. Finsterwalder 1922.

(Abb. 1). Die Kartenskizze 1 stellt eine Vergrößerung 1 : 10 000 aus der im Jahre 1922 von S. FINSTERWALDER und Mitarbeitern aufgenommenen Karte des Gepatschferners 1 : 20 000 dar. Die etwa 800 m lange und 300 m breite Blockzunge reicht bis zur Höhe von 2400 m herab, wo sie mit einem 80 bis 100 m hohen Steilabschwung auf einem völlig ebenen grasbewachsenen Boden endet. Im oberen Teil zeigt sie längsstreifige Materialanordnung: ein mittlerer Längsstreifen von gelbem Gestein trennt braunen Schutt der linken von grauem Schutt der rechten Seite. Weiter unten treten, wie Abb. 2 deutlich erkennen läßt, bogenförmige Querwülste auf; nach beiden Seiten vor allem zu den Almflächen an der rechten Seite fällt die Zunge mit einem Randwulst steil ab. Die Blöcke an der Oberfläche der Zunge sind dicht mit Flechten bewachsen. Diese Oberflächenschicht reicht vor bis über den Steilabschwung am Zungenende. Der Steilabschwung selbst ist eine Sturzhalde, gebildet aus frischem nicht flechtenbewachsenem Schuttmaterial und über sie stürzen scheinbar öfters Blöcke der flechtenbedeckten Oberflächenschicht herab, die sich auf dem flachen Boden vor der Zunge ansammeln.

S. FINSTERWALDER vermutete aus diesem Befund, daß sich die Zunge heute noch bewegt.

Seine von 1923 bis 1924 durchgeführte Bewegungsmessung in 2550 m Höhe, die den rechten unteren Teil der Zunge erfaßte, ergab jedoch keine Bewegung, die größer war als $\frac{1}{2}$ m im Jahr. Im September 1938 legte ich in 2582 m und in 2660 m Höhe an der rechten Seite der Blockzunge zwei photogrammetrische Bewegungsprofile an (siehe Kartenskizze und Diagrammtafel 1). Das untere Profil wurde am 3. August 1939 nachgemessen. Auf den Meßplatten konnte nur der rechte Teil der Zunge bis nahe an den mittleren Längsstreifen eingesehen werden, so daß ebenso wie bei der Messung S. FINSTERWALDERS 15 Jahre vorher nur der rechte Teil der Zunge erfaßt wurde. Bemerkenswerterweise begann die meßbare Bewegung erst 17 m innerhalb des 12 m hohen Seitenwalls, der auf Abb. 2 deutlich sichtbar ist. Dieser wulstartige Seitenwall war also unbewegt wie die Seitenmoräne eines Gletschers. Es wurden 12 Punkte ausgemessen, die ein gleichmäßiges Ansteigen der Geschwindigkeit von 3,7 cm/Jahr auf 55 cm/Jahr ergaben. Gegen den Endpunkt der Meßlinie sank die Geschwindigkeit auf 50 cm im Jahr ab. Der Meßzeitraum umfaßte 320 Tage, es wurde auf ein Jahr extrapoliert. Schon die Messungen S. FINSTERWALDERS, die von derselben Gegend aus vorgenommen worden waren, hatten $\frac{1}{2}$ m



Diagrammtafel 1

Jahresbewegung der Blockzunge ergeben. Die Übereinstimmung mit der Messung von 1938/39 zeigt, daß den Messungen S. FINSTERWALDER's mehr Gültigkeit zukommt, als er selbst ihnen zutraute.

Leider konnte der Meßpunkt des unteren Profils im Jahre 1953 nicht mehr mit Sicherheit aufgefunden werden. Das 1938 errichtete Signal, das in der Nähe eines viel begangenen Weges lag, war in den verflossenen 15 Jahren zerstört worden, so daß eine Bestimmung der Bewegung des Blockgletschers in diesem Profil für den Zeitraum 1939 bis 1953 nicht mit genügender Sicherheit möglich war.

Die Untersuchungen von 1953, die durch eine Beihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht wurden¹¹, und an denen auch die Teilnehmer des Kurses für Hochgebirgsforschung am Gepatschhaus mitwirkten¹², hatten im oberen Bewegungsmeßprofil ein günstigeres Ergebnis: 1938 hatte ich den Meßstandpunkt abseits des Weges auf einem markanten Felsen am Rande des Blockgletschers in 2660 m Höhe errichtet und er konnte 1953 mit Sicherheit wieder aufgefunden werden. Die Wiederholungsaufnahme wurde am 16. September 1953, genau 15 Jahre nach der Ur-

¹¹ Auch schon die Messungen von 1938/39 waren von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt worden.

¹² G. LINDIG: Kurs für Hochgebirgsforschung 1955. Allg. Vermessungsnachrichten, 1953, Nr. 12.

aufnahme gemacht und es war tatsächlich möglich, auf beiden Meßplatten 17 Punkte im Profil quer über den Blockgletscher zu identifizieren und ihre Bewegung für den Zeitraum von 15 Jahren zu bestimmen (siehe Diagramm 1). In diesem Profil konnte die Oberfläche des Blockstroms bis nahe an den linken Rand eingesehen werden, so daß nicht nur die rechte, sondern auch die linke Zungenhälfte erfaßt wurde. Die groben Blöcke boten einwandfreie, auch seit 15 Jahren nicht veränderte Meßziele und trotz der langsamen Bewegung des Blockstroms erreichten die Verschiebungsparallaxen Werte bis über 8 mm, so daß eine sichere Bewegungsmessung möglich wurde. Die größte horizontale Verschiebung ergab sich 251 m vom Standpunkt entfernt in der linken Hälfte des Blockgletschers mit 11,20 m in 15 Jahren, das entspricht 75 cm im Jahr. Es besteht ein auffälliger Unterschied in der Geschwindigkeit der beiden Blockgletscherhälften, die durch den gelben Mittelstreifen wie durch eine Mittelmoräne getrennt sind: die linke Seite bewegt sich im oberen Profil um mehr als das Doppelte rascher als die rechte, deren Höchstgeschwindigkeit hier 35 cm im Jahr betrug, wobei die Bewegung überhaupt erst 85 m vom Meßpunkt entfernt fast unmerkbar einsetzte.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Blockzunge bewegungsmäßig aber auch der



Abb. 1. Der Ölgrubenblockgletscher im Kaunsertal, Gesamtansicht.
Aufnahme W. Pillewizer 1953



Abb. 2. Unterer Teil des Ölgrubenblockgletschers mit bogenförmigen Querwülsten
Aufnahme W. Pillewizer 1938



Abb. 3. Der Blockgletscher im äußeren Hochebenkar bei Obergurgl

Aufnahme W. Pillewizer 1955

Oberflächenform nach aus zwei Teilen besteht: Der rechte Teil bewegt sich im oberen Profil mit 35 cm, im unteren Profil mit 55 cm Jahresgeschwindigkeit. Der linke Teil hatte im oberen Profil 75 cm Jahresgeschwindigkeit im unteren Profil war eine Bewegungsmessung der linken Seite nicht möglich. Es wäre sehr interessant, die Messungen auch hier auszuführen, um festzustellen, ob auch im linken Teil die Bewegung von oben nach unten zunimmt, wie auf Grund des Vorrückens der linken Zungenhälfte vermutet werden kann.

Die am Ölgruben-Blockstrom festgestellte Bewegung, die durch den langjährigen Meßzeitraum gut gesichert erscheint, verlangte nach einer Überprüfung der Lage des Blockgletscher-Endes gegenüber der Aufnahme S. FINSTERWALDER's von 1922. Im Sommer 1953 machte ich in 2412 m Höhe von einer 358 m langen Basis am gegenüberliegenden Hang des Kaunsertales eine photogrammetrische Neuaufnahme des Blockgletschers. Die Auswertung der Meßaufnahmen am Stereoautographen ergab für den rechten Teil der Blockzunge keine nennenswerte Verschiebung des unteren Randes der Sturzhalde, die auf dem ebenen Boden in 2400 m Höhe ruht. Die linke Zungenhälfte hingegen ist in den vergangenen 31 Jahren deutlich vorgerückt. Die linke, durch dunklere Färbung abgehobene Sturzhalde endigte 1922 in 2495 m und 1953 in 2480 m Höhe, was einem Vorrücken um etwa 30 m entspricht. Außerdem ist die linke Zungenhälfte im unteren Teil um 6 bis 7 m angeschwollen, während die rechte Zungenhälfte mehr oder weniger unverändert geblieben und oberhalb 2600 m sogar eingesunken ist. Die linke Zungenhälfte schiebt sich jährlich also um etwa 1 m vor, was durch das geneigte Gelände vor ihrer Sturzhalde erleichtert wird; bei der rechten Blockgletscherhälfte, die nur noch schwach bewegt ist, hindert die ebene Fläche, auf der die Sturzhalde ruht, das Vorschieben. Die Bewegung genügt zwar zur Bildung der bogenförmigen Querwülste und sie veranlaßt auch den Absturz der flechtenbedeckten Oberflächenblöcke über die Sturzhalde auf das flache Vorland, sie reicht jedoch nicht aus, um die rechte Zungenhälfte über diese Fläche vorzuschieben.

Der Blockgletscher im äußeren Hochebenkar bei Obergurgl¹³

4 km südlich Obergurgl umrahmen die Gipfel des Hangerers (3021 m) und des Hochebenkammes (3149 m) das äußere Hochebenkar, dessen wenig geneigter Boden in 2700 bis 2800 m Höhe liegt. Bis auf wenige Lawinenschneereste apert Kar und Karumrahmung im Sommer völlig aus, es ist hier kein rezenter Gletscher mehr vorhanden (siehe Abb. 3 und Kartenskizze 3). Dafür nehmen Blockmassen von ausgesprochener Gletscherform diese Mulde ein. In streifenförmiger Anordnung ziehen Blockwülste über ihren flachen Boden herab. In 2680 m Höhe entwickelt sich eine Blockzunge von 300 m Breite und 700 m Länge, die mit einem 50 bis 60 m hohen Steilabschwung in etwa 2400 m Höhe endigt. Die Oberfläche der Blockzunge besteht aus grobblockigem Material in längsstreifiger Anordnung. Ähnlich wie beim Ölgrubenblockgletscher sind die Oberflächenblöcke mit Flechten bewachsen; diese dunkle Oberflächenschicht hebt sich deutlich von dem helleren, frischen Material der Sturzhalde am Zungenende ab. Der Rand der Blockzunge oberhalb der Sturzhalde ist als steiler Blockwall von den umgebenden Fels- und Almwiesenflächen abgesetzt. Querwülste sind auf der Blockzunge nur spärlich entwickelt, ganz im Gegensatz zur Ölgruben-Blockzunge. Die Hochebenzunge hängt jedoch mit ihrem Ende in Steilgelände hinab, während die Ölgrubenzunge auf einer ebenen Fläche ruht. Auf der Nordseite des Hochebenkares kommt an der Zungenwurzel in 2680 m Höhe ein Bach unter den Blockmassen hervor, der längs der Blockzunge herabfließt; unterhalb der Sturzhalde, die keinen unmittelbaren Bachaustritt zeigt, treten starke Quellen auf.

An diesem Blockstrom legte ich im September 1938 in 2707 m Höhe ein erstes photogrammetrisches Bewegungsmeßprofil an. Es entspricht Profil Nr. 3 der Kartenskizze von 1953. Wie oben erwähnt wurde, konnte ich

¹³ Über die Untersuchungen an diesem Blockgletscher soll nach Durchführung weiterer Beobachtungen, die für 1957 geplant sind, ein ausführlicher Bericht in der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie veröffentlicht werden. Es wird hier deshalb nur kurz auf die wichtigsten Messungsergebnisse des Zeitraumes 1938 bis 1955 eingegangen.

dieses Profil erst im Jahre 1953 nachmessen. Mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Geodätischen Instituts der Technischen Hochschule München¹⁴ wurde im Sommer 1953 nicht nur Profil 3 nachgemessen, sondern ich legte auch die Meßprofile 2 und 1 an und nahm die Hochebenzunge von einer Standlinie am Ramolhausweg photogrammetrisch auf. Profil 2 wurde in die Steinlinie von L. VIETORIS gelegt. Nachdem dieser bereits 1951 die Steinlinie im mittleren Profil (Nr. 2) eingemessen und alljährlich ihre Verschiebung beobachtet hatte, legte er 1954 zwei weitere Steinlinien in die photogrammetrischen Profile 1 und 3, so daß nunmehr die Bewegung der Blockzunge sowohl photogrammetrisch als auch durch Steinlinien erfaßt wird. Es dürfte kaum einen anderen Gletscher, geschweige denn einen Blockstrom geben, dessen Bewegung mit ähnlicher Genauigkeit beobachtet wird.

Im Jahre 1955 wurden die photogrammetrischen Messungen von 1953 wiederholt. Ich nahm mit Unterstützung des Deutschen Alpenvereins die Nachmessung der drei photogrammetrischen Bewegungsprofile vor und wiederholte die Aufnahme der Zunge von den Standpunkten am Ramolhausweg. Die Teilnehmer des Kurses für Hochgebirgsforschung 1955 in Obergurgl waren bei diesen Messungen behilflich. H. BAUMERT vom Institut für Photogrammetrie der Technischen Hochschule München legte damals überdies auf der Distelwies unterhalb der Gurgler-Alm eine photogrammetrische Nahstandlinie gegen das Zungenende des Hocheben-Blockgletschers an, die in Zukunft eine genaue Überwachung seines Vorrückens ermöglichen wird.

Die Bewegung des Hocheben-Blockgletschers

Profil 3: Die erste Aufnahme erfolgte am 26. September 1938. Der 2707 m hoch gelegene Standpunkt konnte am 17. August 1953 un-

¹⁴ Herr Dr. G. EICHORN vom Geodätischen Institut der Techn. Hochschule München führte 1953 eine Kleintriangulation im Gebiet des Hocheben-Blockgletschers durch, um die genaue Lage der Geschwindigkeitsmeßpunkte und der photogrammetrischen Standlinien zu bestimmen. Es sei ihm und dem Institut für die Mitarbeit, die die Grundlagen für die weiteren Meßarbeiten bot, an dieser Stelle bestens gedankt.

verändert aufgefunden werden, so daß die Wiederholungsaufnahme einwandfrei möglich wurde. Auf den beiden nahezu 15 Jahre auseinanderliegenden Meßaufnahmen ließen sich 19 Punkte im Profil quer über den Blockstrom identifizieren, so daß ihre Bewegung für diesen Zeitraum ermittelt werden konnte. Ein Meßpunkt, der 163 m vom linken Rand entfernt lag, hatte sich 11,10 m weit abwärts bewegt; gegen beide Ränder zu nahm die Bewegung ab und sie erlosch erst unmittelbar am Blockgletscherrand.

Bei Annahme gleichmäßiger Bewegung während der 15 Jahre ergibt dies einen Jahresdurchschnitt von 75 cm, ebensoviel, wie im oberen Profil des Ölgruben-Blockgletschers bei der 15-Jahresmessung ermittelt wurde.

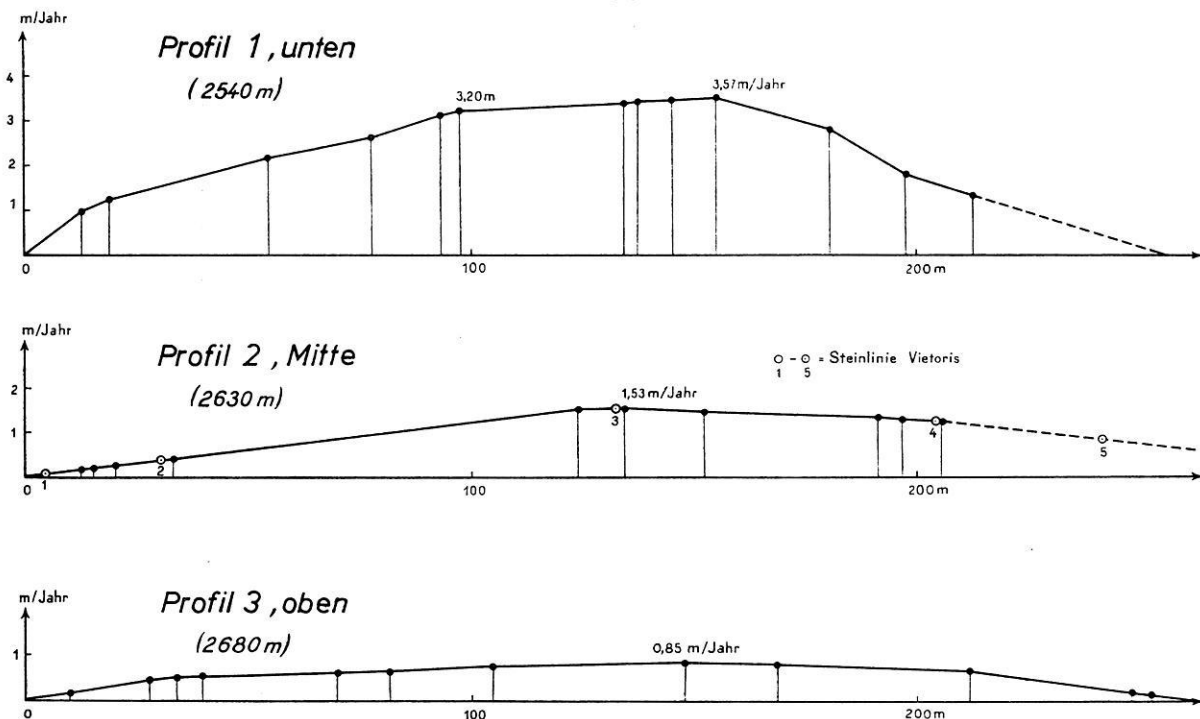
Auf Diagrammtafel 2 ist die Bewegung in Profil 3 dargestellt, wie sie sich aus der photogrammetrischen Messung von 1953 bis 1955 ergeben hat. Die Wiederholungsmessung 1955 erfolgte am 29. August, der Meßzeitraum betrug also etwas mehr als zwei Jahre. Die Höchstgeschwindigkeit lag diesmal bei 85 cm/Jahr, 148 m vom linken Rand entfernt; 12 Meßpunkte ließen ein gleichmäßiges parabolisches Ansteigen der Geschwindigkeit vom Rand zur Mitte erkennen.

Für die Zeit von 1954 bis 1955 ergab die Steinlinienmessung von L. VIETORIS¹⁵ in Profil 3 eine Jahreshöchstgeschwindigkeit von 84 cm, wobei allerdings die Entfernung des Meßpunktes vom Gletscherrand nicht bekannt ist. Beide Messungen stimmen also sehr gut überein.

Profil 2: Schon aus den Steinlinienmessungen war bekannt geworden, daß sich der Hocheben-Blockgletscher im mittleren Profil etwa doppelt so rasch bewegt wie im oberen. Im Zeitraum 1951 bis 1952 maß L. VIETORIS eine Bewegung des Steins Nr. 3 von 1,61 m, 1952 bis 1953 eine solche von 1,84 m. Die photogrammetrische Messung 1953 bis 1955 (siehe Diagrammtafel Nr. 2) ergab eine Höchstgeschwindigkeit von 1,53 m/Jahr. Die Steinlinie ordnete sich gut in das photogrammetrische Bewegungsprofil ein. Infolge der Wölbung der Blockzunge konnte ihr rechter Rand auf den

¹⁵ Alle Angaben über die Steinlinienmessungen stammen aus unveröffentlichtem Material von Herrn Prof. Dr. L. VIETORIS, Innsbruck.

HOCHEBENBLOCKGLETSCHER : Photogrammtr. Bewegungsmessungen
 Jahresdurchschnitt 1953 - 1955



Diagrammtafel 2

Meßplatten nicht eingesehen werden, Stein Nr. 5 ergibt jedoch einen Hinweis auf den Verlauf der Bewegungskurve an dieser Stelle.

Profil 1: Hier erhöhte sich die Geschwindigkeit des Blockstromes auf 3,57 m/Jahr, also ungefähr auf das Vierfache von Profil 3 und aufs Doppelte von Profil 2. Auch die Steinlinienmessung hatte in Profil 1 ein ähnliches Ergebnis, nämlich eine Höchstgeschwindigkeit von 3,30 m für den Zeitraum 1955/56. Allerdings war für 1954/55 dort an einem anderen Stein nur eine Höchstgeschwindigkeit von 2,65 m gemessen worden. Wie schon in Profil 2 zu erkennen war, nehmen die Schwankungen der Jahresbewegung mit Erhöhung der Geschwindigkeit zu.

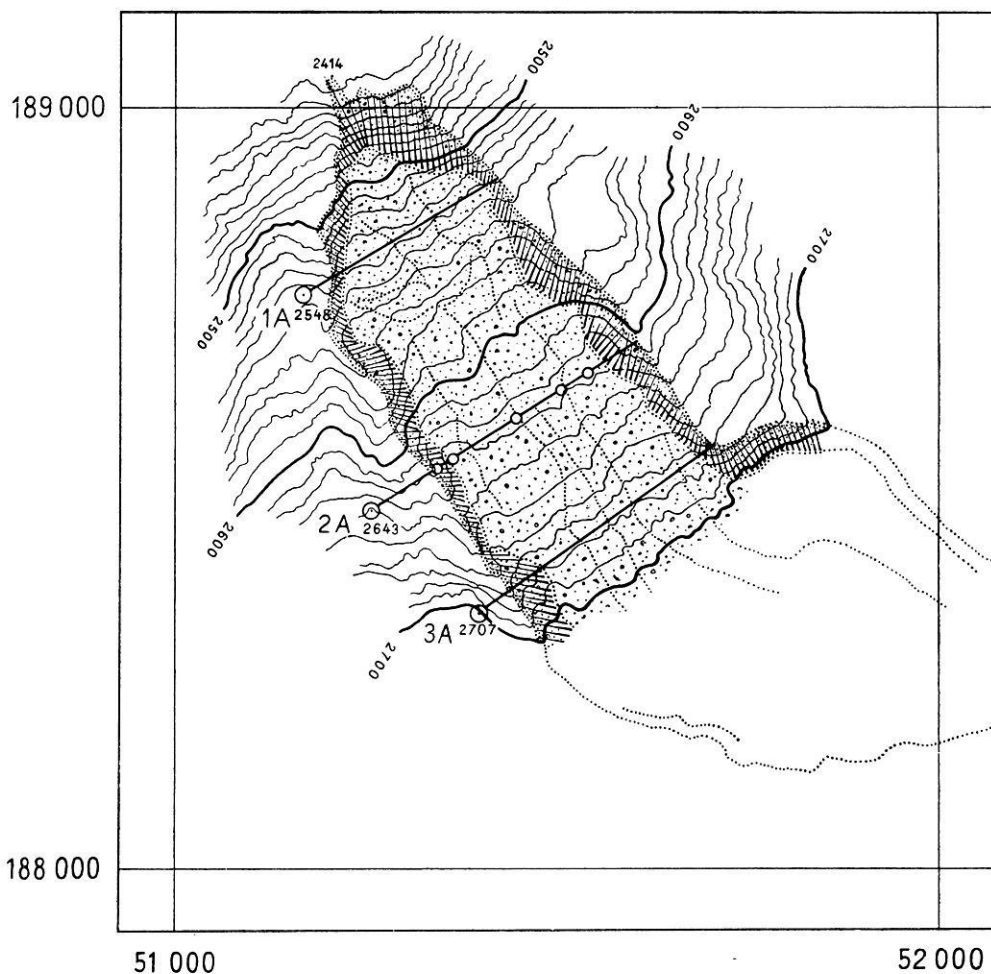
Zusammenfassend läßt sich zur Bewegung des Hocheben-Blockgletschers folgendes sagen:

Die Bewegung erfährt die ganze Blockzunge, es sind hier keine seitenmoränenartigen, bewegungslosen Randwülste vorhanden. Die Bewegung steigt parabolisch vom Rand zur Mitte an und erreicht dort ihren Höhepunkt. Die Geschwindigkeit nimmt in der Blockzunge von oben nach unten von 0,75 cm/Jahr bis auf über

3 m/Jahr zu, und zwar so, daß in Profil 2 ungefähr die doppelte und in Profil 1 die vierfache Geschwindigkeit von Profil 3 herrscht. Dabei ist ein ungefähr lineares Ansteigen der Geschwindigkeit von Profil 3 bis Profil 1 zu erkennen; nimmt man an, daß sich der Geschwindigkeitsanstieg bis zur Vorderkante des Stirnbuckels fortsetzt, so ist dort mit einer Jahresgeschwindigkeit von über 4 m zu rechnen.

Das Vorrücken
 des Hocheben-Blockgletschers

Die einwandfrei gemessene, nach unten immer mehr zunehmende Bewegung erweckte die Vermutung, daß sich die Blockzunge auch heute noch über ihr Vorland vorschieben müsse. Um dies festzustellen, nahm ich sie 1953 vom gegenüberliegenden Hang des Gurgler-Tales mit einer Standlinie von 295,7 m Länge terrestrisch-photogrammetrisch auf. Die Auswertung führte ich im Maßstab 1 : 10 000 am Stereoautographen der Technischen Hochschule München durch (Kartenskizze 2). Die Blockzunge wurde bis zur Höhe von 2700 m durch 10 m-Schichtlinien erfährt, die randlichen



Karte 2

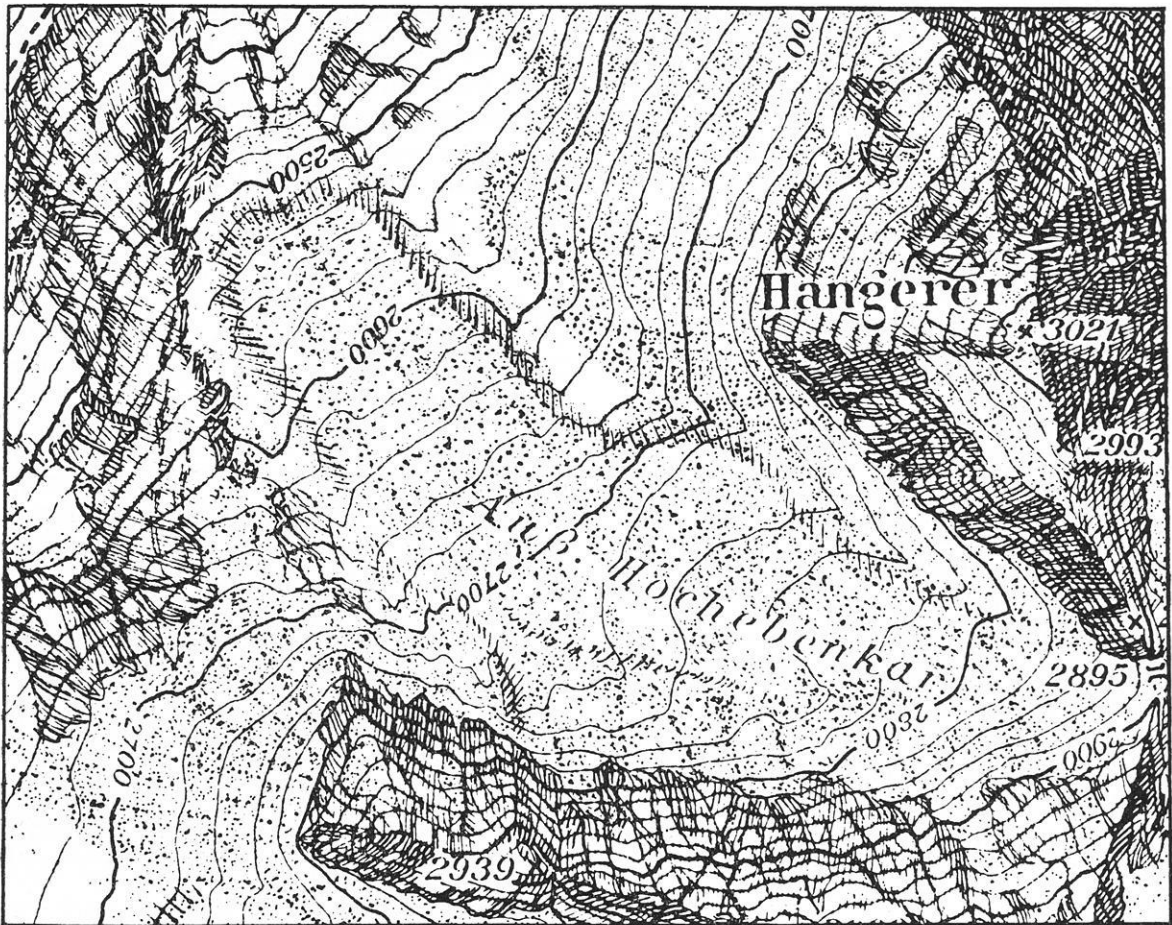
Die Blockzunge im äußeren Hohebenkar
Neuaufnahme 1 : 10 000, 1953

Steilränder und die Sturzhalde am Zungenende wurden durch Schraffenreihen angedeutet, Punktreihen bezeichnen die im allgemeinen längsstreifig angeordneten Blockwülste. In die Skizze sind die Bewegungsprofile 1, 2 und 3 eingezeichnet, in Profil 2 sind die 5 Meßsteine von L. VIETORIS als kleine Kreise dargestellt.

Bei den Aufnahmen für die Alpenvereinskarte im Jahre 1936 wurde der Blockgletscher erstmals photogrammetrisch erfasst; auf Blatt Gurgl 1 : 25 000 des Öztaler Kartenwerks ist er im Maßstab 1 : 25 000 dargestellt. Kartenskizze 3 ist eine Vergrößerung 1 : 10 000 aus diesem Blatt. Ein Übereinanderlegen der Aufnahmen von 1936 und 1953 zeigt, daß in den Hanggebieten links und rechts von der Zunge die Höhenlinien verhältnismäßig gut zur Dek-

kung gebracht werden können. Auf der Zunge selbst ergeben sich folgende Verhältnisse: In der Zone zwischen 2700 und 2600 m ist die Oberfläche von 1953 unregelmäßig um etwa 5 m gegenüber 1936 eingesunken. Zwischen 2580 und 2530 m ist das Einsinken stärker und erreicht fast 10 m. Der auf der AV-Karte in dieser Zone eingezeichnete, als Schraffenreihe angegebene Steilrand ist nun nicht mehr vorhanden. Dafür ist aber tiefer unten in 2450 bis 2500 m Höhe eine Vorwölbung der Blockzunge entstanden, die in der neuen Kante und dem Absturz zur Endhalde zum Ausdruck kommt. Hier ist die Oberfläche des Blockstroms um 10 bis 15 m höher als 1936.

Die Schuttpunktierung der Sturzhalde reicht auf der AV-Karte, allerdings nur sehr vage angedeutet, bis 2440 m Höhe, während der



Karte 5
Der Blockgletscher im äußeren Hohebenkar
 Maßstab 1 : 10 000. Aufnahme 1956. Vergrößerung aus der Alpenvereinskarte 1 : 25 000

Schutt 1953 schon bis 2414 m herabzog. Entscheidend für das Ausmaß des Vorrückens der Blockzunge ist jedoch die Verschiebung des Stirnbuckels: 1936 lag seine Oberkante noch bei etwa 2530 m, 1953 schon unter 2490 m, und wenn man der Schraffenreihe der AV-Karte trauen darf, so läßt sich ein Vorschieben der Steilkante um etwa 80 m in 17 Jahren erkennen. Nun ist die Vergrößerung der Alpenvereinskarte natürlich nicht so genau wie die Neuaufnahme 1 : 10 000 von 1953 und außerdem hat man vermutlich bei der Auswertung der Meßaufnahmen von 1936 nicht so sehr auf die morphologischen Eigentümlichkeiten dieses Blockstroms geachtet. Immerhin erscheint aber ein Vorrücken des Zungenendes um mindestens 50 m seit 1936, also um jährlich wenigstens 3 m gesichert zu sein.

1955 wurde die photogrammetrische Aufnahme der Blockzunge vom Ramolhausweg wiederholt und außerdem nahm H. BAUMERT das Zungenende aus 700 m Entfernung im Maßstab 1 : 5000 auf. Die von ihm durchgeführte Auswertung dieser Aufnahmen läßt gegenüber der Kartenskizze von 1953 wieder ein deutliches Vorrücken des Steilrandes oberhalb der Sturzhalde erkennen: 1953 erreichte die vorderste Kante noch nicht 2480 m, 1955 lag sie schon unter dieser Höhenlinie, was ein Vorrücken um 8 bis 10 m bedeutet. Auch die Sturzhalde erstreckte sich 1955 schon bis 2395 m Höhe herab. 1957 soll die Nahaufnahme des Zungenendes wiederholt werden, so daß man dann völlig sichere Werte über das Vorrücken des Blockgletschers erhalten wird.

Im Jahre 1955 wurden von Teilnehmern des Gletscherkurses oberhalb des Stirnbuckels spaltenartige Einbrüche in der Oberfläche des Blockgletschers beobachtet. Es handelte sich um eine quer zur Fließrichtung liegende Einsenkung, also um eine Art Querspalte und um mehrere kreisrunde Einbrüche. Auch diese Spalten und Einsenkungen waren von Blöcken erfüllt und zeigten kein Eis. Offensichtlich handelte es sich um Zerrungsspalten, wie sie durch die nach unten zunehmende Bewegung der Blockzunge entstehen müssen, eine Erscheinung, die durch das Steilgelände im Bereich des Zungenendes verstärkt werden dürfte.

Überblickt man die bisherigen Messungen, so läßt sich erkennen, daß die Blockzunge im äußeren Hochebenkar gegenwärtig über ihr Vorland mit einer Geschwindigkeit von etwa 4 m im Jahr vordringt, wobei sich ein Stirnbuckel bildet, hinter dem die Zungenoberfläche einsinkt. Vermutlich hat sich dieses Vorrücken beschleunigt, seit die Blockzunge mit ihrem Ende in Steilgelände hinabhängt; bei Anhalten der jetzigen Bewegung dürfte sie in etwa 50 Jahren den Alpenvereinsweg, der in 2290 m Höhe unter ihr vorbeiführt, erreicht haben.

Die Blockzunge im inneren Hochebenkar

Wendet man sich vom Blockgletscher im äußeren Hochebenkar nach Süden, so quert man zunächst den auslaufenden Rücken des Hochebenkammes. Die mächtigen Blockmassen die ihn bedecken, besitzen weder Zungenform noch weisen sie Bewegungsstrukturen auf. Nach ihrer Durchquerung gelangt man auf wenig geneigte, von Almwiesen eingenommene Flächen in 2680 m Höhe, die aus dem inneren Hochebenkar herabziehen. Dies ist ein aktives Gletscherkar, welches den kleinen Hochebenferner birgt, dessen Firmulde bis 3100 m Höhe hinaufreicht. Endmoränenwälle in 2720 m Höhe deuten einen rezenten Hochstand des Ferners an. Am Süden dieses Endmoränenkranzes springt eine Blockzunge von 200 m Breite etwa 250 m weit in das Almen- gelände vor. Ihr Ende, dem ein Bach entströmt, ruht auf einer flach geneigten Wiesen- fläche von 2670 m Höhe. Die Blockzunge hat eine Durchschnittsneigung von 14° und besteht

an der Oberfläche aus sehr großen Blöcken. Das Ende schwingt mit einer Neigung von etwa 30° zum Wiesenboden ab und dieser Steilabschwung zeigt feineres Material. Vor der Zunge liegen auf dem Wiesenboden grobe Blöcke, die offensichtlich von der Zungenwöl- bung herabgestürzt sind.

Zur Klärung, ob auch diese Blockzunge Be- wegung besitzt, legte ich am 19. August 1955 in 2686 m Höhe eine photogrammetrische Meß- standlinie nördlich des Zungenendes an. Am 29. August 1955 wurde die Meßaufnahme wie- derholt. Ihre Auswertung ergab, daß sich das Ende der Blockzunge mit einer Jahres- geschwindigkeit von 1,10 m vorwärts bewegt, wobei dieser Wert den Durchschnitt aus 5 Punkten darstellt, die im Bereich des Über- gangs von der grobblockigen Oberflächen- wölbung zum Steilabschwung ausgemessen wurden. Die Blöcke, die vor der Zunge liegen, sind wohl als Folge dieser Bewegung über den Steilabschwung abgestürzt. Wie Herr Prof. VIETORIS beobachtete, führt der Bach, der aus der Blockzunge strömt, zeitweilig Gletscher- trübe, zu anderen Zeiten ist sein Wasser ganz klar.

Bemerkenswert ist es, daß die Blockzunge die aus dem inneren Hochebenkar kommt, die- selbe Lage zu den Steilwänden des Eiskögele (3003 m) einnimmt, wie der Blockgletscher im äußeren Hochebenkar zu den Felswänden des Hochebenkammes. In beiden Fällen haben diese Felshänge das Material für die Bildung der Blockzungen geliefert.

Schl u ß f o l g e r u n g e n

Aus den Untersuchungen an Ötztaler Block- strömen lassen sich folgende Beobachtungs- tatsachen hervorheben:

1. Allgemeine Lage:

Die Blockgletscher der Ötztaler Alpen, auch die nicht näher untersuchten, wie jene an der Krummgampenspitze oder im Rotschliffkar liegen in 2500 bis 2700 m Höhe im Bereich rezenter Moränen kleiner Gletscher, über die sie jedoch talwärts mehrere 100 m weit vor- stoßen. Wie vor allem die Blockzunge im inneren Hochebenkar zeigt, ist der Zusammen- hang mit diesen Moränen unverkennbar.

2. Oberflächenformung:

Aus schwach verfirnten oder auch firnfreien Ursprungskaren entspringt eine Blockzunge von Gletscherform mit grobblockiger, oft flechtenbewachsener Oberflächenschicht, die an einer Steilkante über einer Sturzhalde endigt. Über diesen Steilabschwung, der aus frischerem Material besteht, stürzen Oberflächenblöcke aufs Vorland vor der Zunge ab. Die Blockzunge besitzt Fließstruktur mit Längswülsten. In Stauchungsgebieten treten bogenförmige Querwülste, in Zerrungsgebieten Querspalten auf.

3. Bewegung:

Die untersuchten Blockströme bewegen sich langsam talwärts, ihre Geschwindigkeit ist in der Mitte am größten und nimmt gegen die Ränder zu ab.

Bei Blockgletschern, deren Zungen etwa 300 m breit und 700 m lang sind, herrscht an der Zungenwurzel eine Jahresgeschwindigkeit von 0,75 m. Nach unten nimmt die Geschwindigkeit zu, im Falle des Blockgletschers im äußeren Hochebenkar bis auf über 4 m/Jahr. Dabei bildet sich ein Stirnbuckel aus, hinter dem die Oberfläche des Blockstroms einsinkt.

4. Vorschieben der Blockzunge:

Falls das Gelände kein Hindernis bildet, schiebt sich die Zunge über ihr Vorland vor und zwar ungefähr mit der Geschwindigkeit, die im Stirnbuckel herrscht. Beim äußeren Hocheben-Blockgletscher sind das gegenwärtig etwa 4 m im Jahr, wobei dieses Vorschieben durch Steilgelände begünstigt wird, in welches das Zungenende hinabreicht. Am Ölgruben-Blockgletscher wird das Vorschieben durch eine ebene Flußfläche vor dem Zungenende gehemmt, weshalb hier bogenförmige Stauchungswülste auftreten, die dem Hocheben-Blockgletscher fehlen.

Die unter 1 und 2 zusammengefaßten Beobachtungen stimmen überein mit solchen früherer Autoren, die über das Blockgletscher-Phänomen berichtet haben. Auch die Bewegung wurde bereits an Schweizer Blockgletschern bestimmt¹⁶, doch dürften die Zunahme der Geschwindigkeit nach unten und das Vorschieben der Blockzungen über ihr Vorland

¹⁶ Durch A. CHAIX, Fußnote Nr. 4.

bisher noch nicht gemessen worden sein. Gerade diese Erscheinungen können aber wesentlich zum Verständnis der Blockgletscherbildung beitragen.

Überblickt man die bisherige Literatur, so lassen sich drei Hauptmeinungen über die Entstehung der Blockgletscher unterscheiden:

Die erste nimmt an, daß die Blockgletscher nichts anderes seien als verschüttete Gletscherzungen, die vielleicht heute noch einen Kern von bewegtem Gletschereis enthalten¹⁷.

Die zweite Theorie geht von der Annahme aus, daß die Blockgletscher Moränen- oder Bergsturzmassen seien, zwischen deren Blöcken sich Schnee, Regen- oder Schmelzwasser zu Klufteis („interstitial ice“ amerikanischer Autoren) umgebildet habe, welches durch abwechselndes Auftauen und Wiedergefrieren das Fließen der Blockzungen bewirke¹⁸.

Die dritte Theorie vermittelt zwischen den beiden ersten: An Schweizer Blockgletschern wurde im obersten Abschnitt vielfach Toteis innerhalb der Schuttmassen beobachtet, ein Zeichen dafür, daß sie aus richtigen Gletschern hervorgegangen sind. Das Schmelzwasser dieses Toteises soll dann die darunterliegenden Schuttmassen durchtränkt und zu ihrer Fließbewegung geführt haben. Wie die Untersuchungen von A. CHAIX⁴, H. BOESCH¹⁹ und J. DOMARADZKI²⁰ an den Blockgletschern des Schweizer Nationalparks zeigen, kommt diese Entstehungsursache sicherlich für die besondere Art der Schweizer Blockgletscher in Betracht, deren Schuttmassen aus quellenden Rhätmergeln und Dolomitbrocken bestehen, also aus relativ feinem und bei Durchtränkung fließbarem Material, während die Block-

¹⁷ Diese Meinung vertraten u. a. E. HOWE (Fußnote 1) und WHITMANN CROSS („Rock-slides of the San Juan Mountains of Colorado“. U.S.Geolog.Surv.Folio Nr. 120, 1903) und in neuerer Zeit vor allem J. KESSELL, der auf Grund von Untersuchungen über „Rock streams in the Sierra Nevada, California“ (Geogr. Review, 31, 1941) besonders betonte, daß die grobblockigen Massen dieser Blockströme nur durch Gletschereis weit von ihren Ursprungsgebieten fort verfrachtet worden sein können. Auch S. FINSTERWALDER (Fußnote 5) und H. KINZL (Fußnote 6) vermuteten Gletschereis in den Blockgletschern der Alpen.

¹⁸ Diese Theorie wurde vertreten durch St. R. CAPPS und J. B. TYREL (Fußnote 2), sowie durch E. DE MARTONNE (Fußnote 3).

¹⁹ H. BOESCH: Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. Die Alpen, 27, 1951.

²⁰ J. DOMARADZKI: Blockströme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wissensch. Untersuchung. d. schweizerischen Nationalparks. Bd. III, H. 24, 1951.

gletscher der Öztaler Alpen ausgesprochen grobblockig sind und nur wenig Feinmaterial enthalten.

Schon die Lage der Öztaler Blockgletscher im Bereich rezenter Moränen läßt erkennen, daß ihre Entstehung mit der Vergletscherung zu tun haben muß, eine Tatsache, auf die für die Blockströme der Sierra Nevada bereits J. KESSELI¹⁷ mit Nachdruck hingewiesen hat. Sonst müßten die Blockgletscher ja auch außerhalb des Bereichs der gegenwärtigen Vergletscherung auftreten und es wäre nicht verständlich, warum sich z. B. aus den beiden Hocheben-Karen Blockströme vorschieben, während die Blockmassen am Hang zwischen den beiden Karen offensichtlich unbewegt sind und keine Blockgletscherstruktur zeigen.

Als Erklärung für die Bildung der Öztaler Blockströme kommt meines Erachtens nur die oben erwähnte erste Theorie in Frage. In den Ursprungskaren müssen richtige kleine Gletscher gelegen haben, die durch starke Schuttlieferung aus den darüber liegenden Karwändern völlig verschüttet und von den darauf gestürzten Blockmassen gleichsam überwältigt wurden.

Welcher Mechanismus wird ausgelöst, sobald eine kleine Gletscherzunge von mächtigen Blockmassen verschüttet wird?

Das Eis der Gletscherzunge liegt dann unter einer mehrere Meter dicken Blockschicht und wird durch sie weitgehend oder sogar vollständig vor der Abschmelzung geschützt. Die Blockschicht über dem Eis muß mehrere Meter dick sein, da es bisher noch nicht gelang, durch diese Schicht bis zum vermuteten Eis vorzudringen. Daß eine Blockschicht eine Gletscherzunge vor der Ablation schützt, ist offensichtlich und kann durch entsprechende Abschmelzmessungen erhärtet werden. Während der Karakorum-Expedition 1954 stellte ich fest, daß eine Blockschicht von durchschnittlich $\frac{1}{2}$ m Dicke auf dem Eis des Baturagletschers genügte, um dort die Ablation auf die Hälfte der Abschmelzung schutfreien Eises herabzudrücken. Um wieviel mehr muß dann eine mehrere Meter dicke Blockschicht das darunter liegende Gletschereis schützen. Es erscheint durchaus möglich, daß auf diese Weise Gletschereis über Zeiträume von mehreren hundert Jahren konserviert werden kann.

Wie H. HEUBERGER²¹ und Mitarbeiter feststellten, zeigen die Bachaustritte aus den beiden Hocheben-Blockzungen Wassertemperaturen von 0,1 bis 0,5° C; dies liegt so knapp über dem Gefrierpunkt, daß der Gedanke an Gletschereis im Inneren der Blockströme nicht von der Hand zu weisen ist. Die Bäche, die aus dem äußeren Hochebenblockgletscher kommen, zeigen keine Gletschertrübe, beim Abfluß der inneren Hochebenzunge wechselt Gletschertrübe mit klarem Wasser. Es ist fraglich, ob die geringe Jahresbewegung von 0,75 bis 4 m, das ist 2 bis 11 mm im Tag, überhaupt ausreicht, um Gletschertrübe zu erzeugen. Die Gletschertrübe im Bach vor der inneren Hochebenzunge kann durchaus von noch aktiven Hochebenferner stammen.

Um einen Blockgletscher zu bilden, muß also nach unserer Theorie ein kleiner richtiger Gletscher von mächtigen Blockmassen überwältigt werden. Während bei den schuttverhüllten Gletschern des Karakorum-Gebirges eine Blockschicht von $\frac{1}{2}$ bis 1 m Dicke auf Eis von 100 bis 300 m Mächtigkeit ruht, ist das Verhältnis bei den Öztaler Blockgletschern ein ganz anderes. Konstruiert man Querschnitte durch die Zunge des äußeren Hochebenblockstroms, wobei die Hangeigung von beiden Seiten her sinngemäß unter der Zunge durchgeführt wird, so erkennt man, daß der Blockstrom nicht dicker ist als 30 bis 40 m. Hierbei ist allerdings keine besondere Überbiefung des Gletscherbettes angenommen. Einer Blockschicht von vielleicht 10 m Dicke steht dann nur ein Eiskörper von 20 bis 30 m Mächtigkeit gegenüber, doch über diese Verhältnisse im Inneren der Blockzungen wissen wir noch nichts. Man kann nur aus den Bewegungsvorgängen an der Oberfläche Schlüsse ziehen, die auf das Vorhandensein eines Eiskörpers in der Tiefe hinweisen.

Hier ist es weniger die Abnahme der Oberflächengeschwindigkeit von der Mitte zu den Seitenrändern, die auf bewegtes Gletschereis hindeutet, denn auch sonstige zähflüssige Massen würden diese Erscheinung zeigen. Beweiskräftiger für das Vorhandensein von Gletschereis scheint aber die Zunahme der Ge-

²¹ Ich bin Herrn Dr. HELMUT HEUBERGER, Innsbruck, sehr zu Dank verpflichtet für die Angaben über seine Wassertemperaturmessungen im Sommer 1956 an den Quellaustritten der beiden Hochebenkare.

schwindigkeit von oben nach unten zu sein, wie sie sowohl im Ölgruben- als auch im äußeren Hochebenblockgletscher festgestellt wurde. Der vermutete Eiskörper in der äußeren Hochebenzunge erhält schon lange keinen Firn- oder Eisnachschieb mehr aus dem Ursprungskar, welches völlig eisfrei ist, und es ist auch sehr zweifelhaft, ob die Ölgruben-Blockzunge noch mit den Firnfeldresten ihrer Ursprungskare in Verbindung steht. Demnach müßten die vermuteten Gletschereismassen im Inneren der Zungen bewegungslos tot sein. Die Blockmassen, die an der Zungenwurzel auf dem Eis des verschütteten Gletschers liegen, üben jedoch auf dieses einen Druck aus, der eine Fließbewegung des Eises auf seiner geneigten Unterlage mit einer Jahresgeschwindigkeit von etwa 0,75 m auslöst, wobei die Blockschicht vom langsam bewegten Eis mitgenommen wird. Diese Bewegung pflanzt sich im Gletschereis nach unten fort. Aber auch weiter unterhalb liegen ebenso mächtige Blockmassen auf dem Eis, die gleichfalls ihren ständigen Druck ausüben, der zum Fortpflanzungsdruck dazukommt. Die Bewegung muß also talab immer schneller werden und diese Zunahme der Geschwindigkeit wurde ja auch beobachtet²². Es ist also anzunehmen, daß ein Eiskörper, der wahrscheinlich langsam abschmilzt, unter dem Druck der Blockmassen talwärts wandert und dabei die überlagernde Blockschicht mitnimmt. Mit dieser Annahme stimmt die Beobachtung überein, daß hinter dem sich vorschiebenden Stirnbuckel die Blockgletscheroberfläche einsinkt.

Der Ölgruben-Blockgletscher besitzt an der orographisch rechten Seite unbewegte Rand-

partien, die im oberen Profil 60 m und im unteren 28 m breit sind. Wahrscheinlich ist der Eiskörper im rechten Teil der Zunge seitlich bereits stark abgeschmolzen, so daß die randlichen Blockmassen nicht mehr auf Eis ruhen und deshalb unbewegt sind, was neben der langsamen Bewegung (oben 35 cm, unten 55 cm/Jahr) ein Zeichen für das allmähliche Absterben der rechten Hälfte dieses Blockgletschers ist.

Abschließend sei noch die Frage behandelt, warum sich an bestimmten Stellen der Öztaler Alpen Blockgletscher entwickelt haben und wann dies geschehen sein dürfte. Zur Blockgletscherbildung müssen günstige geologische, geomorphologische und klimatische Verhältnisse zusammentreffen: Starke Schuttlieferung muß in eine günstig gelegene Karmulde erfolgen, die einen nicht zu großen Gletscher enthält und diese drei Bedingungen sind nur an relativ wenigen Stellen gegeben. Neben Karmulden, denen Blockzungen entspringen, liegen zahlreiche andere in derselben Exposition und Höhenlage, die keine Blockzungen entwickelt haben, wohl aber oft Moränenmassen von Gletschern rezenter Hochstände enthalten.

Vergleicht man mehrere, in derselben Exposition liegende, jetzt meist eisfreie Kare des Gurgler Kammes nach der Höhenlage ihrer Moränenenden, so findet man sie im Königstal bei 2660 m, im Ht. Wurmeskar bei 2720 m, im Plattenkar bei 2650 m, im Wietenkar nördlich des Timmeljochs bei 2660 m und auch der Moränenkranz des inneren Hochebenkars liegt in 2720 m Höhe. Nur die lange Blockzunge des äußeren Hochebenkars reicht bis 2400 m herab. Nimmt man an, daß der ursprüngliche Gletscher dieses Kars vor seiner Verschüttung die normale Länge seiner Nachbargletscher hatte, so muß er in 2650 bis 2680 m Höhe geendet haben. Das heißt, daß sich seit Bildung des Blockgletschers die Zunge um etwa 600 m talwärts bewegt hat. Man darf nun nicht annehmen, daß die Vorwärtsbewegung immer schon so rasch war wie heute, da das Zungenende in Steilgelände hinabreicht; man wird aber, den Bewegungsmessungen entsprechend, eine durchschnittliche Fortbewegung um 1,5 bis 2 m im Jahr vermuten dürfen. Die Blockgletscherbildung müßte hier daher vor unge-

²² Interessant ist der Vergleich der Bewegung des äußeren Hochebenblockgletschers mit jener des sogenannten „Erdgletschers“ unter dem Bergrutsch an der Mackenröder Spitze bei Göttingen.

H. MORTENSEN und J. HÖVERMANN: Der Bergsturz an der Mackenröder Spitze bei Göttingen. (Congrès International de Géographie. Rio de Janeiro 1956. Premier Rapport de la Commission pour l'étude des Versants.) Dieser 90 m lange und 140 m breite, aus Rötmergeln und Muschelkalk bestehende, zungenförmige „Erdgletscher“ schob sich als eine Art Schlammstrom in 3 Jahren 4 m weit talab. Die Verfasser schließen aus Zerrungsspalten in seinem oberen Teil darauf, daß dort die Bewegung langsamer war als an der Stirn, doch fehlen hierfür genauere Meßunterlagen. Es wäre von Interesse, hier und an anderen bewegten Gebilden wie Murgängen, Schlammströmungen usw. Bewegungsmessungen in Quer- und Längsschnitten vorzunehmen, um festzustellen, ob auch dort eine Zunahme der Bewegung von oben nach unten stattfindet.

fähr 350 Jahren eingetreten sein, also im frühen 17. Jahrhundert, was dem frührezenten Fernauhochstand der Vergletscherung entspricht. Bei der Blockzunge im inneren Hochebenkar, die etwa 250 m weit aus ihrem Moränenkranz vorspringt, muß bei 1 m gemessener Jahresgeschwindigkeit die Blockgletscherbildung vor etwa 250 Jahren, also um 1700, eingetreten sein. H. BOESCH¹⁹ nimmt für die Blockgletscher im Schweizer Nationalpark ein Alter von 100 bis 200 Jahren an.

Die Blockgletscher der Öztaler Alpen können als eine Erscheinung der frührezenten Gletscherhochstände angesehen werden. Die Fernaugletscher der damaligen Zeit sind schon längst weggeschmolzen, in den Zungen der Blockgletscher blieben aber einige ihrer Eiskörper konserviert und sie wandern, mächtige Blockmassen mit sich führend, immer noch talab, eine merkwürdige Erscheinung in dieser Zeit des allgemeinen Gletscherschwundes.

Mittleres Inntal und Silltal zur Schlernzeit

Von

HERBERT PASCHINGER

Mit einer Skizze

Middle Inn-Valley and Sill-Valley at the Schlern-Period

This paper attempts to represent with the aid of a sketch map the extent of Schlern period glaciation for a small area in Tirol. In the Schlern-period, the greatest advance of the ice between the Alleröd and the post-glacial period of warmth, the valley glaciers, which had melted back at the end of the Würm period, once more advanced vigorously, while Würm dead-ice was still lying in the main valleys. The Schlern end moraines, the marginal ice terraces and rock stream-cones held back by the Würm dead-ice, also the terrace surface overflowed by the Würm ice, and the slopes, all make it possible to represent fairly accurately the distribution of glaciers at the height of the Schlern advance. Special attention is directed to the peri-glacial processes in the Inn valley at the time of Schlern glaciation. It is demonstrated as probable that the marginal ice terraces correspond to an early-Schlern period of solifluction which was then followed by the culmination of glaciation with the deposition of the huge end moraines. In this way the Late Glacial imprinted on the Inn valley, which at the cold period was entirely icecovered, a set of forms which are now, as it were, fossilised.

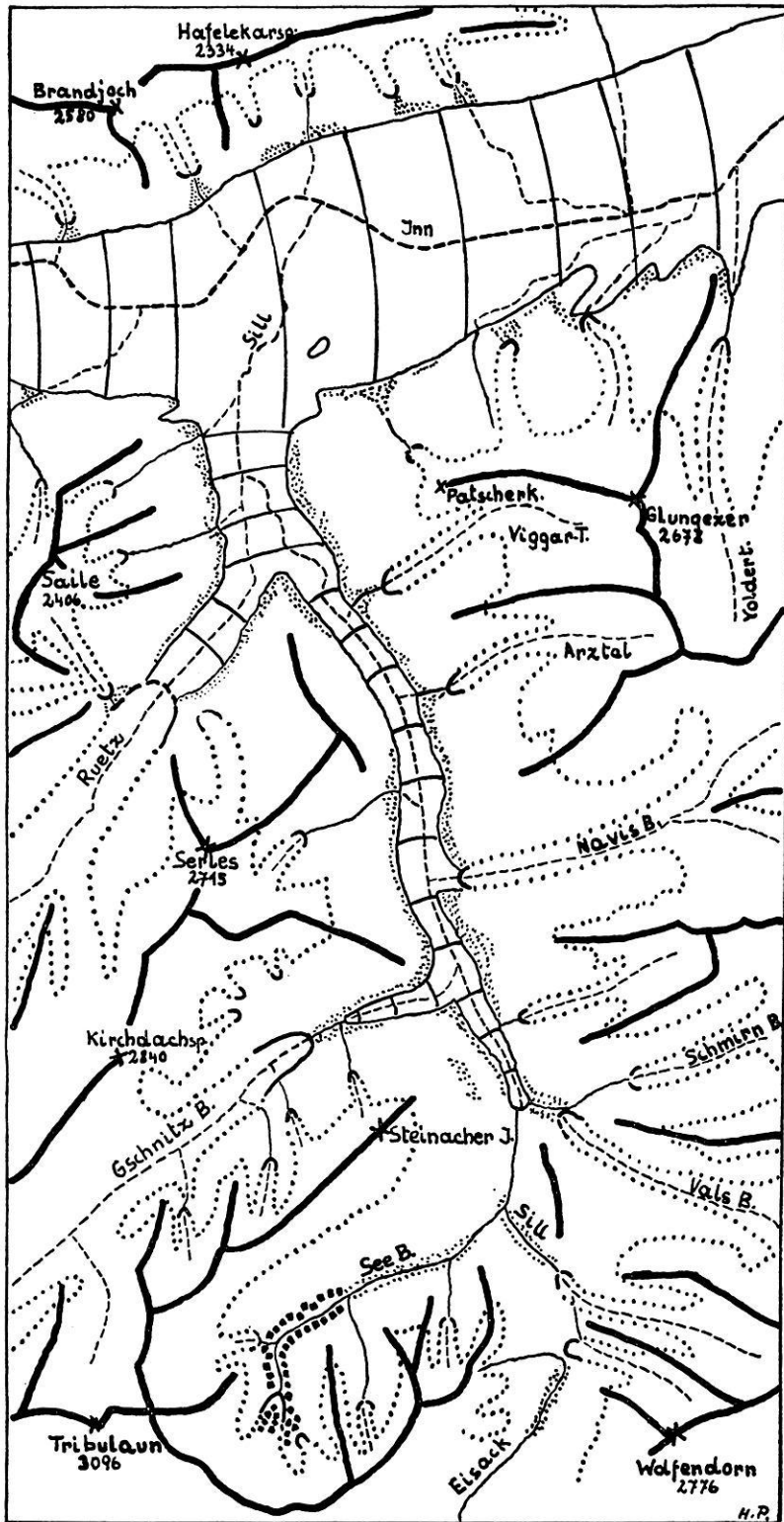
Über das Spätglazial und besonders die Schlernvergletscherung der Ostalpen gibt es bereits eine reiche Literatur. Es wurde aber noch nicht versucht, eine Karte der Gletscherverbreitung zur Zeit des Höhepunktes des Schlernvorstoßes zu entwerfen. Dies soll hier auf Grund von Beobachtungen, Kartierungen und Literaturstudium für ein glazialgeologisch schon immer lehrreiches Gebiet geschehen.

Eine Vorstellung vom Aussehen der schlernzeitlichen Landschaft ergibt sich durch genaue Aufnahme und Analyse der Voll- und Hohlformen, die der Schlernzeit zugeordnet werden müssen. Dabei sind die Formen der Würmzeit von denen der Schlernzeit sorgsam abzutrennen. In einer vor kurzem abgeschlossenen Arbeit zeigte der Verfasser die Leit-

formen des Spätglazials, vor allem diejenigen der Schlernvergletscherung auf [PASCHINGER, 1957]. Im Inneren der Alpen sind es hauptsächlich die Wallmoränen und die Eisrandterrassen.

Als Schlernvorstoß wurde seinerzeit von R. v. KLEBELSBERG [1942] und wird nun allgemein jener spätglaziale Gletschervorstoß verstanden, der nach der Klimabesserung des Alleröd durch ein neuerliches plötzliches Sinken der Schneegrenze um etwa 900 m unter den heutigen Stand verursacht wurde. Dadurch stießen die seit dem Würmhöchststand bereits stark zurückgeschmolzenen Talgletscher der Ostalpen wieder kräftig vor und warfen mächtige Stirnwälle auf. Deren Kartierung, stellenweise auftretende Ufermoränen und die Bestimmung der Höhenlage der Schlernfirnlinie erlauben eine bisher wohl noch grobe Darstellung der schlernzeitlichen Firn- und Gletscherverbreitung, wie sie die beiliegende Skizze angibt. Die heutige Schneegrenze liegt nach R. v. KLEBELSBERG [1939/47, S. 12, 21] im Brennergebiet bei 2900 m, im südlichen Karwendel ober Innsbruck bei 2700 m. Die Schneegrenze des Schlernvorstoßes verlief demnach in etwa 2000 m bzw. in 1700 bis 1800 m. Endmoränen, die dieser Schneegrenze entsprechen, wobei man bei kleinen Gletschern ohne großen Fehler die Höfersche Formel anwenden kann, lassen sich also zeitlich einordnen.

Lange ist es schon bekannt, daß zur Zeit des Schlernvorstoßes die mittleren Lagen der Seitentäler des mittleren Inntales und des Silltales bereits eisfrei waren. Dies gilt aber nicht für die tieferen Teile der beiden Haupttäler, wie zwei Erscheinungen bestätigen: Zum



0 2 4 6 Km

Maßstab 1 : 200 000

- | | | | |
|--|------------------------------|--|---|
| | Würm-Toteis, | | Schlern-Eisrandterrassen, |
| | Schlern-Endmoräne, | | Schlernbergsturz, |
| | vermutete Schlern-Endmoräne, | | vermuteter Rand der Firne und Gletscher zur Schlernzeit |

ersten reicht die W-Grundmoräne an vielen Stellen der Talhänge und der Hänge der R-W-zeitlichen Inntalterrassen bis wenige Zehner von Metern über den heutigen Talboden herab. Dies zeigt, daß das fast 300 m in die Inntalterrassen eingetiefte Haupttal am Ende der Würmeiszeit größtenteils von Eis ausgefüllt war, das hier in situ abschmolz, aber nicht gleichmäßig, sondern quantenweise. Darauf hat schon vor langer Zeit J. BLAAS [1885, S. 79] aufmerksam gemacht, und A. PENCK [1921, S. 102 bis 104] hat bereits 1920 die mit dem ruckweisen Einsinken zusammenhängenden Eisrandterrassen erklärt. H. BOBEK [1935] hat die häufig treppenförmig übereinander auftretenden Eisrandterrassen durch das ganze Inntal verfolgt und ihre große Bedeutung für die Formung der Inntalterrassen und für die Vorstellung vom Rückzug des Würmeises hervorgehoben. Eine bestimmte Eisrandterrassenflur endlich konnte der Verfasser durch Verbindung mit den Endmoränen der Schlerngletscher im Gschnitz-, Stubai-, Arz- und Viggartal und durch den Schlernmurenkegel von Sistrans am Patscherkofel als schlernzeitlich nachweisen, womit auch die gleichzeitige Höhe des oberen Randes des Würmtoteises im Inntal bei Innsbruck festgelegt wurde. Von etwa 900 m Höhe an stieg es silltaleinwärts bis auf etwa 1140 m an [PASCHINGER, 1952, S. 52]. Man kommt nach diesen Beobachtungen zum Schluß, daß, während schlernzeitliche Gletscherzungen durch bereits eisfrei gewordene Nebentäler des Inntales rasch vordrangen, im Inntal selbst noch bis 300 m mächtiges Toteis der Würmvergletscherung lag. Es schmolz während der spätglazialen Kaltzeiten kaum ab, sank aber in den wärmeren Zeiten sukzessive ein, wodurch die Stauschotter der kälteren Zeiten zu Terrassen wurden. Der Ansicht W. HEISSELS [1954, S. 279, 309], wonach die Eisrandterrassen durch spätglaziale Zerschneidung der aus der R-W-Interglazialzeit stammenden Inntalterrassensedimente zu erklären seien, wurde vom Verfasser in einer jüngst erschienenen Arbeit der Boden entzogen [PASCHINGER, 1957]. Man kann sogar rechnerisch nachweisen, daß die höher liegenden Nebentäler bereits vom Inntaleis frei waren, während es das Haupttal noch bis zu einer bestimmten Höhe erfüllte [PASCHINGER, 1952, S. 54].

Die Eisrandterrassen sind von Würmmoräne unterlagert und nicht mehr vom Eise überfahren worden, also fast tischeben. Sie sind z. T. schlecht geschichtete Schmelzwasserablagerungen am Rande des Würmeises, oder glazigene Schwemmkegel vor einer Schlerneiszunge, die ihren Sander auf das Würmeis hinschüttete, oder es sind Deltaschüttungen in Eisrandseen. Abseits der Schmelzwasseraufschüttungen ist es meist Solifluktionsschutt, der schräg gegen das Tal geschüttet ist und kaum bearbeitetes, schlammiges Material mit gekritzten Geschieben führt. In allen Fällen und in allen Aufschlüssen zeigt sich die völlige Verschiedenheit dieser Schlernablagerungen gegenüber den wohlgeschichteten, gut ausgewaschenen und besser gerundeten Flußschottern der Inntalterrasse. Bei der Bildung der Eisrandterrassen war höchstens lokal Wasser in größerer Menge beteiligt; die Gletscherschmelzwasser flossen unter dem Toteis dahin. Da die Eisrandterrassen häufig den Inntalterrassen aufliegen, ist es selbstverständlich, daß einzelne Teile der ersteren aus diesen herausgeschnitten wurden; sie zeigen dann aber die Struktur der Inntalterrassen.

Die Schuttproduktion und die Schuttverfrachtung muß während der Schlernzeit sehr bedeutend gewesen sein. Wahrscheinlich lag die Waldgrenze, so wie heute, auch damals etwa 1000 m unter der Schneegrenze, vielleicht noch tiefer. Sie verlief daher im Inntal bei 1000 bis 800 m, also ungefähr in der Höhe des W-Toteises. Weite Gebiete darüber waren mehr oder weniger vegetationslos. So spielte die Frostverwitterung eine große Rolle. Die geringe Bedeutung des Wassertransportes, das Vorherrschen der Solifluktion bei der Bildung der Eisrandterrassen und die mächtige Solifluktionsdecke, die die heute mit Wald bestandenen Berghänge überzieht, deuten auf eine zumindest zu Beginn der Schlernzeit sehr kühle und relativ trockene Periode hin. Es hat den Anschein, als wären die Eisrandterrassen etwas älter als die Schlernmoränen, als wären diese auf die Eisrandterrassen aufgeschoben und die Sanderkegel den Eisrandformen aufgelagert. Der Nachweis ließ sich noch nicht führen; aber die Wahrscheinlichkeit ist groß, daß zuerst eine sehr kühle und trockene Zeit die große Schuttlieferung, eine kühle und

feuchtere danach die Gletschervorstöße hervorrief.

Die oben besprochenen Eisrandlagen ermöglichen die Rekonstruktion der schlernzeitlichen Oberfläche des W-Toteises (Skizze).

Eine beträchtliche Anzahl von schmalen Gletscherzungen hing zur Schlernzeit aus den südlichen Karen der Innsbrucker „Nordkette“ gegen das W-Eis herab, ohne es zu erreichen. Nur zwei Moränenbögen sind gut erhalten, der unter dem Seegrubenkar [KLEBELSBERG, 1928, S. 263 f.] und einer unter dem Kreuzjöchl (1250 bzw. 1000 m hoch gelegen). Unter den übrigen Karen der „Nordkette“ liegen wohl mächtige spätglaziale Schuttmassen, aber keine deutlichen Moränenwälle. W. HEISSELS „Schlernwälle“ [HEISSEL, 1954, S. 289 f.] lassen sich nicht als solche eindeutig nachweisen. Es sind viel eher auch sonst verbreitete Zerschneidungsformen der Inntalterrasse und spätglazialer Aufschüttungen. Aus Analogieschlüssen lassen sich aber auch hier die Endlagen der Schlerngletscher ableiten. Sie liegen in jedem Falle höher als die Inntalterrasse.

Im Bereiche der Saile SE Innsbruck sind drei schöne Schlernmoränen bekannt (im Götzner-, Kreither- [HEISSEL, 1932, S. 442] und Schlickertal). Von der Schlernmoräne des Stubaitales ist nur der rechte Ansatz am Talhang bei Mieders erhalten [HEISSEL, 1932, S. 442]. Er schneidet mit der Eisrandterrasse in 1000 m Höhe ab. Es ist denkbar, daß der Schlerngletscher des Stubaitales seine Endmoräne größtenteils auf das W-Toteis schob; mit dessen Abschmelzen ging sie dann zugrunde [PASCHINGER, 1952, S. 55].

Das Gschnitztal wurde vom Verfasser eingehend behandelt [PASCHINGER, 1952]. Abgesehen von der bekannten Trinser Moräne liegen noch kleinere Moränen am Nordhang der Steinacher Berge in 1600 bis 1700 m und unter dem Serleskamm. Aus der Untersuchung des Gschnitztales ergab sich besonders deutlich die Beziehung Schlerngletscher—Würmtoteis [PASCHINGER, 1952, S. 51 f.].

Das Obernberger Tal war in größerer Erstreckung gletscherfrei. In den Nebentälern der Brennerberge liegen kleine Schlernmoränen in 1600 bis 1700 m Höhe. Der Verfasser hat über die Hauptmoräne und den spätglazialen Bergsturz und seine Auswirkungen

bereits ausführlich berichtet [PASCHINGER, 1953, S. 315 f.]. In den Brennerbergen sind die Moränen dort gut erhalten, wo sie aus Kalkblöcken bestehen. Die phyllitischen Gesteine ließen eine Erhaltung von Wällen selten zu. Große Schuttmassen und Analogieschlüsse erlauben aber überall, ihre ehemalige Lage zu bestimmen.

Eine schöne Endmoräne wies R. v. KLEBELSBERG [1929, S. 212 f.] auf der Höhe des Brennerpasses (1371 m) nach, die dem Griesßbergental, dem obersten Silltal, entstammt. Dieser Schlerngletscher schüttete seinen Sander nach S in das oberste Eisacktal.

Unbekannt blieb bisher die Schlernmoräne des Vals, deren rechter Teil besonders gut erhalten ist, da er den Schmirnbach abdrängte und zu einer kurzen Epigenese veranlaßte; Stauschotter weisen darauf hin, daß nicht weit unter Stafflach das W-Toteis begonnen haben muß.

Der Schlerngletscher des Schmirntales endete wohl schon ober der großen Talstufe in 1350 m mit dem breiten, trogförmigen Talboden; die Mündungsschlucht erscheint nicht mehr eisüberformt.

Im steilen, schattigen Padastertal liegt bei 1140 m eine Moränenlandschaft, die nur dem Schlern angehören kann.

Die Schlernmoränen des Navis-, Arz- und Viggartales sind schon lange bekannt [BLAAS, 1890, S. 21 f., PENCK-BRÜCKNER, 1909, S. 343, HEISSEL, 1932, S. 439]. Früher gelegentlich als Gschnitzmoränen bezeichnet, ist es heute sicher, daß sie dem Schlern angehören. R. v. KLEBELSBERG [1950, S. 82 f.] machte in jüngster Zeit auch die manchmal angezweifelte Moräne des Navis wieder sehr wahrscheinlich. Bis ungefähr 1100 m reichten die Gletscher herab, fast bis an den Rand des W-Toteises, das sie mit ihren Sanderkegeln überschüttet haben müssen. Nach Abschmelzen des W-Eises blieben bedeutende Reste als Schwemmkegelterrassen zu beiden Seiten des tief eingeschnittenen Tales erhalten. Hier ist wieder ähnlich wie im Gschnitztal die Beziehung von Schlerngletscher zu Würmeis eindeutig gegeben.

Am Nordhang des Patscherkofels muß man im Lawinengang des Rämbsbaches in der Höhe der Lanser-Alm (1720 m) eine Schlernmoräne erwarten. Sie ist nicht erhalten; aber aus dem

Graben lagert sich bei Sistrans ein mächtiger Murenkegel heraus und endet in steiler Front in 890 m Höhe. Seine Entstehung ist nur in einer Zeit großer Schuttlieferung möglich und ein Zusammenhang mit dem Schlerngletscher des Patscherkofels sehr wahrscheinlich. Er wurde in 890 m gegen das W-Toteis geschüttet. Auch W. HEISSEL [1954, S. 315] billigt ihm Schlernalter zu.

An dieser Stelle muß auf die pollenanalytischen Untersuchungen im Bereich zweier, dem Murkegel benachbarter Örtlichkeiten eingegangen werden, nämlich im Viller Moor [FEURSTEIN, 1933] und Lanser See [SARNTHEIN, 1948, ZAGWIJN, 1952], bei Igls auf der Höhe der Inntalerrasse (840 m) südlich Innsbruck. Nach P. FEURSTEIN [1933, S. 490 bis 502, 513] liegt im Viller Moor über lakustren Glazialtonen eine Schichtserie mit vielen Föhrenpollen; doch sind auch Pollen von Ulme, Linde, Hasel, Erle und Fichte vertreten. Über dieser fossilreichen Schicht findet man wieder stark tonige, fossilere Ablagerungen eines Gletschersees. Die pollenreiche Schicht deutet P. FEURSTEIN als Alleröd, die fossilere als der „Schlußvereisung“ angehörig.

In neuerer Zeit hat W. H. ZAGWIJN [1952, S. 236 f.] am Lanser See ein ähnliches Ergebnis erzielt. In einem nur 1 m mächtigen Profil liegt über Moräne detritusreiche Seekreide mit viel Waldpollen (Birke, Föhre). Darüber folgt Mergel mit vorwiegend Strauchpollen, darüber eine nur 7 cm mächtige Schicht kalkhaltiger Tone mit Kräuterpollen (vorwiegend Artemisien), auf eine waldlose Zeit hindeutend. W. H. ZAGWIJN stellt sie in das Spätglazial. Darüber finden sich Mergel mit Sträuchern, höher detritusreiche Seekreide mit viel Baumpollen und darüber bereits wärmezeitliche Ablagerungen.

Schon 1948 glaubte R. v. SARNTHEIN in einer Bohrung im Lanser See, die vielleicht nicht so tief wie die von ZAGWIJN reichte, zuunterst die Anzeichen des Spätwürm durch hohen Kräuteranteil zu finden. Darüber lagen Schichten mit Birken und Föhren, die eine Waldzeit anzeigen, und schließlich die Anzeichen der Klimabesserung bis in die Eichenmischwald-Haselzeit, also in die postglaziale Wärmezeit.

In allen drei Profilen tritt mithin eine an höherer Vegetation arme Zeit auf, für die von

den beiden ersten Autoren das Spätglazial ganz allgemein, von R. v. SARNTHEIN das Spätwürm verantwortlich gemacht wird. Es bleibt aber ungeklärt, welcher Phase der spätglazialen Gletschervorstöße diese Zeit entspricht. Die Verfasser haben keine glazialgeologischen Befunde angewendet. Zwei Punkte fallen besonders auf. Einmal die so geringe Mächtigkeit der spätglazialen Schicht bei ZAGWIJN (7 cm!) und die merkwürdige Erscheinung, daß bei FEURSTEIN und ZAGWIJN über Moräne sofort reichlich Baumpollen folgen. Dazu kommt aber folgendes: Lanser See und Viller Moor liegen in glazialen Hohlformen, Toteislöchern, die dem Würmeis ihr Dasein verdanken. Die Formenwelt zeigt deutlich, daß bei Fehlen des Würmeises in der Höhe des Lanser Sees (840 m) zur Zeit des Spätglazials diese Hohlformen durch den Murenkegel von Sistrans vollkommen verschüttet worden wären. Die nach ihrem Polleninhalte untersuchten Seeablagerungen konnten erst nach dem Schwinden des Würmeises in dieser Höhe, wahrscheinlich erst nach der Schlernvergletscherung, abgelagert werden. Die vegetationsarme Zeit würde in den Gschnitzvorstoß fallen. In den beiden Profilen tritt nur eine Klimaverschlechterung auf, doch müßten sich mindestens Schlern- und Gschnitzvorstoß bemerkbar machen. Hingegen ist wohl sicher, daß die weitere Vegetationsentwicklung durch die folgenden spätglazialen Gletschervorstöße in der Höhe der Inntalerrasse nicht mehr beeinflusst wurde [SARNTHEIN, 1940, S. 477].

Die Schlernmoränen von Rinn und Tulfes, beide um 900 bis 1000 m auf der Inntalerrasse SE Innsbruck gelegen, beschreibt W. HEISSEL [1954, S. 313 f.] eingehend. Was er aber am höheren Hang des Glungezer um 1100 m als glaziale Wallreste angibt, hat nichts damit zu tun. Es sind Rutschungswälle und zerschnittener mächtiger Hangschutt. Bemerkenswert ist, daß den beiden erwähnten Moränen keine Gletschertäler entsprechen. Der ganze Hang ist hier gewaltig zerrüttet und verrutscht, worüber an anderer Stelle berichtet werden soll.

Im Volder-Tal reicht eine schöne Schlernmoräne bei der Stiftalm bis 1140 m herab.

Alle diese Schlernmoränen sandten kräftige, lokale Sanderkegel aus, die sich am Rande des

Würmeises ausbreiteten und gemeinsam mit dem Hangschutt die schönen Eisrandterrassen bildeten. Sie sind besonders an der Schattseite des Inntales verbreitet, ohne an der Sonnseite zu fehlen. Die Waldbedeckung macht sie hier weniger kenntlich. Einzelne Flächen nehmen sie zwischen Schönberg und Mutters im Silltal ein. Ausgedehnt sind sie zwischen Patsch und Steinach an der rechten Seite des Silltals; hier hat sie R. v. KLEBELSBERG [1950] eingehend beschrieben. Verbreitet sind sie auch an der Sonnseite des Gschnitztales außerhalb Trins [PASCHINGER, 1952, S. 51]. Im gesamten Silltal mit Nebentälern zeigt sich eine asymmetrische Verteilung der Eisrandterrassen. Sie bevorzugen die West- und Südauslage; die steilen, schuttarmen Hänge liegen nach N oder E aus. Es ist sehr wahrscheinlich, daß häufige Besonnung und damit häufiger Frostwechsel auch eine größere Schuttlieferung zur Folge hatte.

Die Hänge der Inntalterrassen wie des Gebirges weisen eine Schuttdecke auf, die heute als fossil betrachtet werden muß. In diese Schuttdecke sind zahlreiche Muldentälchen eingetieft, die mit einigen hundert Metern Höhenunterschied die Hänge herabziehen und sie vielfach kerben. Aus ihnen ergießen sich flache Schwemmkegel, die ebenfalls in die Eisrandterrassen übergehen. Wie die Tälchen sind auch die Eisrandterrassen fossile Formen, die in ihrer Struktur den großen Anteil an Moränenmaterial der Würmeiszeit (gekritzte Geschiebe, Moränenlehm, Sand) und die geringe Bedeutung des Wassertransportes

(schlechte Schichtung, schräg gegen das Würmeis hin gerichtet, kantiges und sehr viel feines Material) erkennen lassen. Es sind typische Solifluktuationsformen. Auf spätglaziales Bodenfließen am steilen Hang hat bereits H. BOBEK [1935, S. 186] hingewiesen.

Wir erhalten demnach für das mittlere Inntal und das Silltal etwa ein Bild der Schlernzeit, wie es die beigegegebene Skizze wiedergibt. In den großen Tälern liegen noch bedeutende Massen von Würmeis. An seinem Rande staut sich der Sander- und Solifluktuationschutt. Über der Schneegrenze liegen verbreitet Firnflächen, aus denen lange Gletscherzungen rasch vorgestoßen sind und das Würmeis fast oder ganz erreichen.

Mindestens am Beginn der Schlernzeit muß das Klima, wie erläutert, sehr kühl und trocken gewesen sein. Gewaltige Frostsprengung schuf ein Übermaß an Schutt. So ist auch das Nebeneinander von Würmeis und Schlerngletscher zu verstehen, das auch in anderen Gebieten, weitab vom Inntal, auftrat [PASCHINGER 1957]. Es ist einleuchtend, daß das quantenweise Abschmelzen des Würmeises mit den häufigen Klimaverschlechterungen während des Spätglazials zusammenhängt, die sich in den vielen Moränen dieser Periode abbilden [PASCHINGER, 1952, S. 56] und die durch palynologische Untersuchungen in tieferen Lagen nicht erfaßt werden können.

Das Spätglazial war somit für die Alpen nicht nur eine neue, bedeutende Vergletscherungsperiode, sondern auch eine Zeit umfangreicher periglazialer Vorgänge.

Literaturverzeichnis

- BLAAS, J. 1885: Über die Glazialformation im Inntale. (Ztschr. Ferdinandeum, Innsbruck, 3. F., 29. H., S. 5—120.)
- BLAAS, J. 1890: Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. (Jb. Geol. Reichsanst. S. 21—49.)
- BOBEK, H. 1935: Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. (Jb. Geol. B. Anst. S. 135—189.)
- FEURSTEIN, P. 1935: Geschichte des Viller Moores und des Seerosenweihers an den Lanserköpfen bei Innsbruck. (Beih. z. Bot. Centralblatt, Bd. 51/II, S. 477—526.)
- HEISSEL, W. 1932: Quartärgeologie des Silltales. (Jb. Geol. B. Anst., S. 429—468.)
- HEISSEL, W. 1954: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. (Jb. Geol. B. Anst., S. 251—322.)
- KLEBELSBERG, R. v. 1928: Rückzugsmoränen am Karwendelgehänge bei Innsbruck. (Ztschr. f. Gletscherkunde, 16. Bd., S. 265—266.)
- KLEBELSBERG, R. v. 1929: Alte Moränen am Brenner. (Ztschr. f. Gletscherkunde, 17. Bd., S. 212—214.)
- KLEBELSBERG, R. v. 1942: Das Schlernstadium der Alpengletscher. (Ztschr. f. Gletscherkunde, 28, S. 157—165.)
- KLEBELSBERG, R. v. 1939/47: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. (Ber. d. Naturwiss.-Med. Vereins, Innsbruck, 47, S. 1—32.)

- KLEBELSBERG, R. v. 1950: Das Silltal bei Matri. Festschrift zur 1700-Jahrfeier Altstadt Matri. (Schlernschriften 84, Innsbruck, S. 76—86.)
- PASCHINGER, H. 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. (Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, II/1, S. 35—57.)
- PASCHINGER, H. 1953: Bergsturz und spätglaziale Moränen im Obernbergtal (Tirol). (Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, II/2, S. 312—316.)
- PASCHINGER, H. 1957: Leitformen der spätglazialen Vergletscherung in den Ostalpen. (In Machatschek-Festschrift, Pet. Mitt. Ergänz.-H. 262, S. 137—144, Gotha.)
- PENCK, A., u. BRÜCKNER, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd., Leipzig.
- PENCK, A. 1921: Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich von Innsbruck. (Abh. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-math. Kl., Nr. 2, Berlin, 136 S.)
- SARNTHEIN, R. v. 1940: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. (2. Beih. z. Bot. Centralblatt, 60. Bd., Abt. B. H. 3, S. 437—492.)
- SARNTHEIN, R. v. 1948: Wie oben, III, Kitzbüheler Alpen und unteres Inntal. (Österr. Bot. Ztschr. 95, S. 1—85.)
- ZAGWIJN, W. H. 1952: Pollenanalytische Untersuchungen einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. (Geologie en Mijnbouw, Nw. serie, Nr. 7, 14e Jaargang, S. 235—239.)

Formgestaltung und Pflanzendecke der Niedertauern-Landschaft

Von

LUDWIG KOEGEL

Mit einer Kartenskizze

Landforms and Vegetative Cover of the Niedertauern Area

This is a treatment of the Niedertauern area, situated in the shadow of the more impressive Hochtauern, with especial reference to morphology and vegetation. The investigation started from the remote hinterland of Krakau in Styria and the summit of the Bauleiteck; after an appreciation of the style of this steep, well-vegetated mountain region, the investigation was extended to cover the whole Niedertauern area. With a heavy rainfall these mountains became covered with a rich vegetation, which grew right over many different types of landform. The study covers the main features in the development of this vegetation from post-glacial beginnings; forest (mainly pine, stone-pine and larch) dominates the lower region; higher up there is a considerable expanse of Alpine grass. There are no true glaciers to-day, at the most modest patches of snow in shaded corners. (The original planned consideration of the social geography of the region has been omitted owing to lack of space.)

In behaglicher Weite dehnt sich das Kirchdorf der steirischen Krakau, wurzelfest eingebettet in sein lichtgrünes Gehügel, zwischen dunkleren hohen Kämmen. Gegen 1200 m über dem Meeresspiegel gelegen, ist Krakaudorf doch nicht unerreichbar, etwa von Murau aus, dem traulichen Städtchen an der noch kaum gebändigten oberen Mur. Alte Urkunden sprechen nicht von der Krakau, sondern vom Lande der Krakaber, wo heute noch kaum je ein Mißton überhasteten Stadtlebens hindringt, dafür aber gar manches lebendig blieb von altererbtem Brauchtum.

Der Preber (2741 m M.H.) ist kahl aufragend der höchste Gebieter weitem, übrigens weder von Krakaudorf noch von Prebersee aus sichtbar; die interessante Hochwelt dieser Großen erschließt sich erst dem unverdrossenen Bergsteiger. Doch nicht der Preber selbst, sondern der gabenreiche Gipfel des Bauleiteck

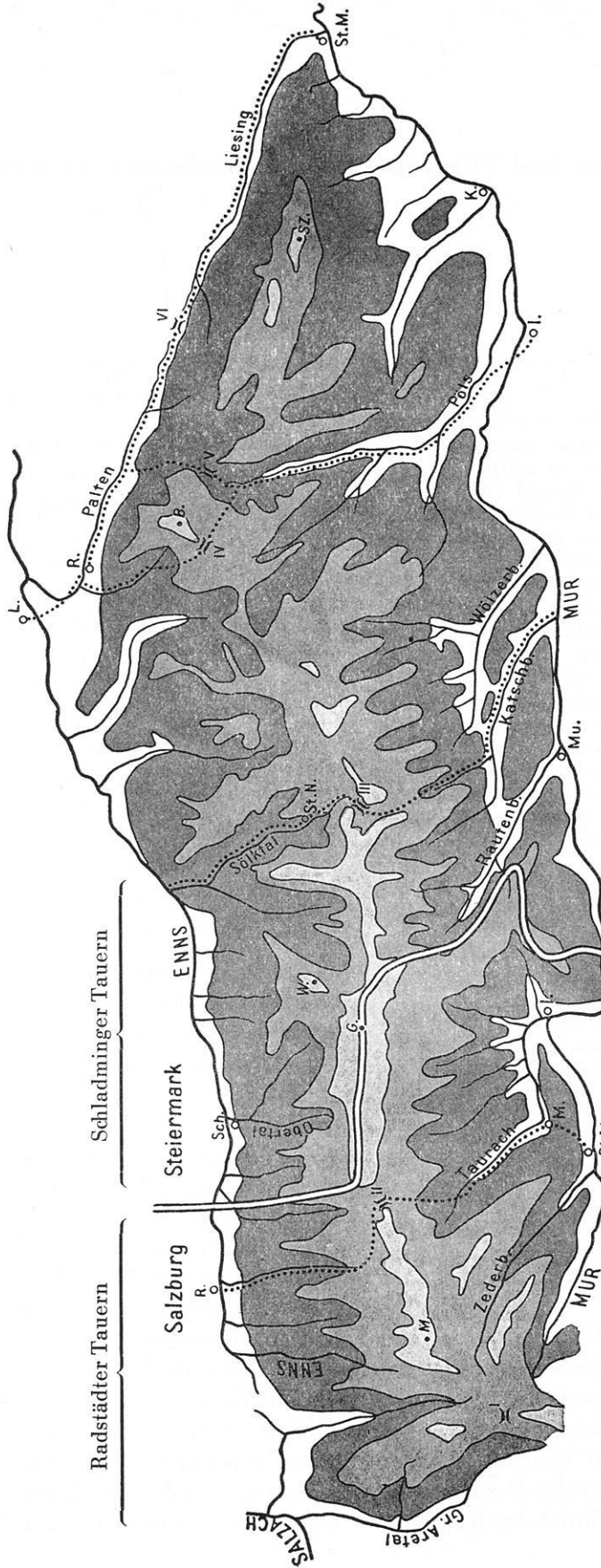
(2427 m) sei Ziel unserer ersten Begehung im weiten Reich der Niederen Tauern.

Zunächst geht es im langen Etrachtal unter dunkelkühlem Fichtenschatten bergem, stets geleitet vom unfernen Rauschen des munteren Talbachs, dem vom Waldgehänge steil herab manch hurtiges Wasserlein zuströmt. Nach gut einstündigem Marsche weitet sich der Blick und der smaragdleuchtende Spiegel des Etrachsees (auch Jetachsee genannt) blinkt dem Wanderer entgegen; doch jenseits über der blendenden Fläche steigt in weitem Halbrund das grüne Gehänge empor, steil und steiler sich aufreckend zu auffallend weit hinauf grünen, darüber felsgrauen, zumeist leicht schneeverbrämten Gipfelhäuptern, unter letzteren das Bauleiteck. In einer weiteren Stunde ist das gastliche Heim der höchst anmutig gelegenen Rudolf-Schober-Hütte erreicht (1650 m).

Am kommenden Morgen geht es durch freundlich auflichtende Zirben- und Lärchenbestände mit viel Alpenrosenunterwuchs empor. Dann starren immer wieder formschöne Wedel des glänzenden Rippenfarns, *Blechnum spicant*, hervor zwischen dem Zwerggesträuch, bis bei rund 2100 m M.H. die Hochstämme sich niederducken. Bald treten auch die Legföhrenbüsche zurück und nur noch eine dichte Kurzgrasnarbe ummantelt den breiten Grat. Zur Rechten vom Gipfelgrat blicken wir hinab auf einen Karboden, dort blieben die Latschen in fast geschlossenem, dichtem Felde schon rd. 100 m tiefer als droben auf dem Grat plötzlich zurück. Hier, wie so oft, wird die Baumfeindlichkeit schneebegünstigender Eintiefungen scharf herausgestellt, so daß jener Karboden in seinen höheren Teilen neben wenigen dunkleren, sehr niederwüchsigen Vegetationsinseln

Niedertauern-Landschaft

Wölzer Tauern Rottenmanner Tauern



Maßstab 1 : 500 000

- I Mur Törl-Paß
- II Radstädter Tauern-Paß
- III Sölker-Paß

- IV Bärwurz-Polster-Paß-Sattel
- V Hohentauern-Paß
- VI Schober-Paß

	Wald
	Hochsteppe und Weide
	Wüstensteppe der Hochregion
	Straßen
	Wege

wesentlich nur noch blanken Schutt mächtiger Mächtigkeit aufweist.

Es geht höher hinauf auf immer noch breitem Grate. Bei etwa 2250 m M.H. traf ich auf die letzten Alpenrosenbüsche in Gesellschaft kleiner, blauer Glockenblumen, die zwischen vereinzelt, bodenangeschmiegt Heidebeerstauden sich eingenistet hatten; auch diese letzten möglichen „Waldzeiger“ treten von nun an gänzlich zurück. Der Bergkamm wird rauher. Auf den Felstrümmern, die aus dem bescheidenen Wiesengrün hervorbrechen, hat sich eine Unzahl form- und farbenreicher Flechten angesiedelt. Wie lebendig gefleckt, stellenweise fleischrötlich überkrustet, muten uns die Steine an. Dann hinwiederum bringen sich leuchtend gelbgrüne Zeichnungen, dicht neben den weißblinkenden, harten Quarzadern des sonst dunkleren Kristallingesteins seltsam zur Geltung, vornehm abgesondert von dem üblichen Schwarzgrau der nackten, oder lediglich mit einer rauhen, dunklen Flechtenhaut überzogenen Platten und Rundblöcke. Ohne besondere Schwierigkeiten haben wir alsbald in rd. 2 Stunden den hohen Gipfel erstiegen; wohl umbrandet uns neidisch weißes Gewölk in kalten Schauern, aber immer wieder drängen sich siegende Sonnenstrahlen da und dort hindurch zwischen den wehenden Nebelschleiern und enthüllen uns, wenn auch in stetem Licht- und Schattenkampf reizvoll wechselnd, die Wunder der Sicht.

Gegen Nord überblickt man ein weit gedehntes Gebirge aus vielen hohen, angegrüntem Schneiden bestehend, mit steilen, teils sehr steilen Grasgehängen, deren Firste zu Felszacken und Sägezähnen ausgeformt wurden. Scharfe Runsen ziehen vielfach fast senkrecht von den Graten zu Tal. Die Schneiden erscheinen vielenorts von unten her rückwärtsschreitend zugeschärft durch eiszeitlich kräftig ausgearbeitete Kare, lehnsesselartige Halbrundformen mit gerundhöckerten verflachten Böden. Aus den Karen blitzt eine Vielzahl mehr oder weniger großer Hochseen und kleiner Wasserwannen launenhaft zu uns empor, je nachdem gerade ein gewölkzerreißender Sonnenstrahl auftritt. Auch einige Schneeflecke hat selbst der August in gipfelnahen Eintiefungen der Karflanken erhalten, sie dürften bei Schattenlage teilweise perennie-

renden Charakters sein. Von den Höhen mit Fels und Schnee senkt sich das Auge, die Steilflanken herabgleitend, aus einem mächtig entwickelten Bereich etwas Weidevieh nährenden Matten herab zum vielfach wasserdurchschludteteten, steilen Waldgehänge. Weitum ist die Landschaft gezeichnet durch diese dunklen Nadelholzfluchten, aus deren Sammetgrün das feierliche Rauschen vieler lebendiger Wasser heraufklingt zum horchenden Ohr. Wir verlassen die einsame Hochwarte, die uns schon manches zu erzählen verstand von dem Land unserer sehr zu Unrecht als eintönig verkanteten Niederen Tauern (wir sagen kurz „Nieder-tauern“), deren Reize freilich erst erwandert sein wollen.

Zuerst sei ein knapper Überblick über das Werden des Gesamtblocks unserer Niedertauern geboten. Uralte granitische Gesteinskerne, oft von flaserigen Gneisen umhüllt, bilden den Ausgangspunkt alles noch verfolgbaren Werdens dieser Bergwelt. ROBERT SCHWINNER [1924], dem wir bei Behandlung der geologischen Fragen besonders gerne anschließen, macht darauf aufmerksam, daß gerade die Hochregion um Schladming heute noch beredte Zeugen dieser Urentwicklung dem Kenner, beispielsweise im Reich der Hochwildstelle, zur Schau stellt. Diese einst wohl höheren Granitgebirge wurden bald zu abgeflachten Buckeln abgetragen und alsdann sinkend vom Meere überspült. Gegen Ende der erdgeschichtlichen Urzeit aber trat neuerdings höher aufsteigender Kettenaufbau zutage, wobei vielenorts erhärtender Kalkschlamm und ähnliche Schichtbildungen aus dem Wasser sich um die primären Kristallkerne herumlegten. Nach Jahrmillionen relativer Ruhe war es dann die Zeit der oberen Steinkohlenformation, die das Gebirge mit Schutt umhüllte, bis das Erdmittelalter mit neuen Meeresüberflutungen auch neue Überschichtungen durch Ablagerungen brachte. Wurden zur Triaszeit im Tauernland auch nicht annähernd so mächtige Sediment-, besonders Kalksteinmassen gebildet wie etwa im benachbarten Kalkalpenbereich, so zeigt doch beispielsweise gerade der hochinteressante Gipfel der Steirischen Kalkspitze demjenigen, der sich von der prächtig gelegenen Ursprungalpe im Preuneggtal aus nähert, eine gar

stolze Kalkwand von rd. 800 m Höhe, die von den zahlreichen Höhlungen der sog. Frauenlöcher in charakteristischer Weise durchsetzt erscheint.

Die maßgebende Gestaltung des ganzen Gebirges setzte aber erst wesentlich später ein. Kreide und Alttertiär sahen im Kalkalpenlande die mächtige Gebirgsaufstauung bereits im vollen Gange, während das Tauernland sich noch in ruhigerer, tieferer Lage befand. Dann aber im Miozän nimmt das werdende Ennstal als flache Längssenke seinen Ursprung am Nordrande des zu massigerem Wall sich aufrichtenden Tauerngebietes. SCHWINNER meint, daß am Anfang des Miozäns die Tauern als „eine glatte, flache, beiderseits gleich sanft abdachende Wölbung von Ost-West-Streichen auftauchten“, ein Bau, der sich trefflich eignete als Unterlage für die Ausbildung der bekannten Anordnung der Tauerntäler mit ihren „regelmäßigen Abständen“ und ihrem jeweils geradlinigen Hinablaufen vom First zu den Randsenken, ähnlich wie dies von Regensuren auf frisch abgestochener Erdböschung im kleinen vorgezeichnet wird.

Schon seit langem hatte die regelmäßig fiederförmige Gliederung der Niedertauern die Aufmerksamkeit der Geographen auf sich gezogen. Daß ihre Erstanlage auf die frühmiozäne Wölbung wesentlich zurückgeht, wurde schon angedeutet. SÖLCH [1926], der bekanntlich in der ganzen steirischen Hochregion noch alte flußerzeugte Hochflächenreste feststellen konnte, die von den mit zeitweiligen Ruheperioden abwechselnden Hebungsphasen herrühren, spricht nun davon, daß die Fiederung auf der Südseite besonders schön entwickelt sei. Entsprechend der etwas verschiedenen Abdachung der alten Landoberfläche bildeten sich gegen Nord auf sanfteren Böschungen lang und flach hingleitende Gewässerlinien heraus, während gegen Süd kürzere Steileinrisse sich einkerbten. Darum konnte sich die größere Aktivität der südseitigen Steilgerinne vielenorts durch die Hauptfirstlinie hindurch nach rückwärts durchkämpfen auf Kosten der nordseitigen Flußgebiete. Als Folgeerscheinung liegen die höheren Gipfel mit Vorliebe nicht auf der Hauptwasserscheide selbst, sondern von ihr

südlich auf Seitenkämmen, so beispielsweise Preber, Ruprechteck, Schoberspitze.

Erst um die Wende des Miozäns zum Pliozän erfuhr übrigens das Ennstal seine bedeutende Eintiefung, eine Formgestaltung, die durch kräftige neue Gebirgshebung noch vor einbrechender Eiszeit ihre bis heute maßgebende Zurechtrückung erhielt. LEOPOLD SCHLECK [1916] sagt, daß die Eiszeit in den Schladminger und Sölker Alpen eine reich zerschlungelte Mittelgebirgs-Landschaft mit verhältnismäßig ausgereiften Gefällskurven vorgefunden haben dürfte. Dabei haben sich erhebliche Reste dieser Voreiszeit-Landschaft in Gebieten der widerstandsfähigen Gesteine naturgemäß besser erhalten als in weichem Material.

SCHWINNER [1924] hat festgestellt, daß die Tauerntäler zur Zeit einer Herabdrückung der Schneegrenze um gut 1000 m (Lage bei rd. 1500 m M.H.) von gewaltigen Talgletschern ausgefüllt waren, die im Tal der Enns zu 700 bis 900 m Mächtigkeit anschwellen. Es ist begreiflich, daß diese Eismassen das Haupttal tief einschürften, wodurch die heute noch an allen Seitentälern mehr oder weniger gut ersichtlichen hangenden Stufenmündungen entstanden, deren Böden zumeist von engen Klamm Schluchten der wasserreichen Nebentalbäche nacheiszeitlich zerschnitten erscheinen, wie etwa im Seewigtal. Immerhin, die höchsten Gipfelstöcke der Niedertauern dürften noch annähernd 1000 m aus dem allgemeinen Eisstromnetz aufgeragt haben. Im Hartgestein hat sich, als beredter Zeuge einstmaliger Gletscherbetätigung, eine Großzahl prächtiger Karnischen erhalten. Auf unserem Grataufstieg zum Bauleiteck haben wir bereits rechts hinabblickend ein Kar kennengelernt; besonders typische Ausbildung erlangten die Kare in NO-Exposition; ich denke beispielsweise an das Ödkar am Hundstein, an das Stierkar der Hochwildstelle, oder an die seegeschmückten Kare der Bösensteingruppe; ja, man hat nicht zu Unrecht die Niederen Tauern geradezu als den Typus eines unvergletscherten Kargebirges bezeichnet; das Einfressen der Kare dürfte die Ausbildung von „Monumentalgipfeln“ gefördert haben.

Bemerkenswert erscheinen viele wohlpolierte Rundhöckerflächen und Rundhöcker-

stufen der Hochregion (z. B. im Sonntagskar am Waldhorn). Schöne Trogtäler (z. B. Göriachtal, Prebergraben, Untertal) fehlen keineswegs als ausgerundete, einstmalige Wasserfurchen des voreiszeitlichen Gebirgskörpers; glazial gebildete Talstufen sind keine Seltenheit; das Seewigtal mit seinen anmutreichen Seen in Stockwerken übereinander mag als Kronzeuge hierfür genügen. Endlich wurde auch eine Anzahl von Zungenbecken festgestellt.

Heute beherbergen die Niedertauern keine echten Gletscher mehr, was bei ihrer mäßigen Aufragung und einer klimatischen Schneegrenze bei rd. 2600 m M.H. nicht wundernehmen kann. Die Kulmination des Gesamtgebirges, der Hochgolling, erreicht 2863 m M.H. Kleinere perennierende Schneefelder fehlen nicht; unser Überblick vom Gipfel des Bauleitecks hat uns schon mit solchen Erscheinungen bekanntgemacht.

Wohl stand der Wirkung nacheiszeitlicher Kräfte noch eine Spanne von 10 000 bis 20 000 Jahren zur Verfügung, gleichwohl haben sich in jenen Perioden kaum noch Formumgestaltungen von entscheidender Bedeutung vollzogen. Einmal ist die vielenorts tätige junge Flußzerschneidung, besonders an glazialen Felsriegeln erkennbar, zum anderen fand die Verwitterung dort äußerst günstige Angriffsflächen vor, wo das schürfende Gletschereis Übersteilungen am Gehänge hinterlassen hatte. Dasselbst bildeten sich dann auch allenthalben Schutt- und Blockhalden, die je nach dem Gesteinsmaterial mehr oder weniger deutlich erhalten blieben. Kriechschutt spielt zudem in den reich beregneten, bewaldeten Bergflanken eine große, freilich zumeist nicht dem ersten Blick zugängliche, flächenhaft sich auswirkende Rolle.

Das also gewordene Berggerüste wurde unter dem begünstigenden Einfluß einer ergiebigen Regenmenge sehr weitgehend mit einem Vegetationsmantel umhüllt, dessen dunkle Wald- und lichtereren Rasenfluchten sich fast das ganze steirische Gebirgsland und somit auch unsere Niedertauern unterwarfen; Gegensätze der Form wurden durch die überwuchernde reiche Lebensschicht vielfach unterjocht.

Im Tertiär dürfte unser Gebiet ein subtropisches Klima ohne Winterkälte besessen haben, ein Klima, verwandt dem mir wohlbekannten Luxusklima der heutigen Kanarischen Inseln oder Floridas. Mit dem Ende der Tertiärperiode erfolgte aber eine durchgreifende Klimaverschlechterung, so daß alle wärmeliebenden Florenelemente den Platz räumen mußten. Schneereichtum und Kälte nährten eine Gletscherwelt der Berge, die allmählich, in ihren Hochburgen immer mächtiger anschwellend, in die Täler und Vorländer herabdrängte. Fast alles Land versank unter den weißen Eiskuchen und lediglich einige steile Felskämme überragten noch inselgleich da und dort das allgemeine Eisstromnetz. Wenn auch unter Einschaltung von Schwankungen, so zog sich doch nach Ablauf der Kaltzeit das Eis allmählich wieder zurück, bis in unseren Tagen Bergländer von der mäßigen Höhe der Niedertauern überhaupt frei wurden vom Dauereis, nur stellenweise in hohen Schattenwinkeln bescheidene Schneefelder noch überdauern lassend.

Eine tundraähnliche Kältesteppe dürfte dem Rückzug der Vereisung auch hier wie anderwärts im nordalpinen Gebiet schrittweise nachgefolgt sein, wobei die bodenangeschmiegtene Spalier der herrlich weißblühenden Silberwurz große Flächen mit erstem Grün wohl locker überdeckten. Zaghaft wagten sich unter dem Einfluß linderer Lüfte dann Birken- und Kiefernstämmchen vor ins Neuland, erst wesentlich später gefolgt von Haselgesträuch und lichterem Eichwaldgestrüpp, bis zuletzt auch Buche und Fichte ihren Einzug hielten. Doch woher kamen diese Gewächse, die nach fast vollständiger Austilgung der alten Flora durch die Eismassen neuerdings das Gebirgsland besiedelten? HAYEK [1923] hat die Ergebnisse schwieriger florengegeschichtlicher Untersuchungen für das ganze Gebiet der Steiermark, das also unsere Niedertauern mit umreißt, dahingehend zusammengefaßt, daß er die neu auftretende Waldflora der Hauptsache nach aus zwei verschiedenen entwicklungsgeschichtlichen Elementen ableitet. Es handelt sich bei dieser Wiederbegrünung einerseits um die Reste der tertiären Laubwaldflora, die zum Teil in sog. „Massifs de refuge“, also wesentlich den besagten schneefreien Inseln, die

Kaltzeit überdauert hatten, andererseits um eine neu aus dem Nordosten eindringende Fichtenflora. Diese Fichtenflora, in der Lärche, Zirbelkiefer und Grünerle neben allerhand Heidelbeer-Gewächsen nicht fehlen, soll aus Nordrußland und Sibirien in die Alpen vorgestoßen sein. Hätte der Mensch nicht vielfach eingegriffen, so dürften die tieferen Lagen unseres Berglandes heute von ziemlich einheitlichem und lückenlosem Urwaldwuchse erfüllt sein.

Für das heutige tatsächliche Bild der Pflanzendecke der Niedertauern sind wohl ausgedehnte Fichtenwälder, zumeist reich an Heidelbeer-Unterwuchs in den tieferen, an Alpenrosen-Gestrüpp in höheren Lagen charakteristisch, Wälder, welche weitgehend alle Steilgehänge erkletterten, nicht selten von hoch hinauf reichenden Grauerlenfeldern durchstoßen. Die Grenze der Fichtenwälder darf für die Schladminger Tauern im Durchschnitt bei 1830 m, für die mehr östlich gelegenen Rottenmanner Tauern bei nur noch annähernd 1700 m M.H. gesucht werden; doch wurden einzelne strauchförmige Fichten im Schladminger Gebiet sogar bis 2100 m hinauf verfolgt.

Wesentlich im östlichen Teil der Niedertauern hält dann das Krummholz der *Pinus montana* (ssp. *P. mughus*) mit seinen schwarzgrünen bis 1 m hohen Dickichten den Höhenstreifen über dem Fichtenholz besetzt, bis zu einer Breite von etwa 300 m anschwellend; es dürfte sich hierbei wohl teilweise um einen Waldtypus handeln, der ganz besonders dem Höhensturm angepaßt erscheint. Ob der Grünerle eine ähnliche Rolle auf wenig krummholzfremlichem Urgestein zufällt, wie manche Forscher glauben, mag zweifelhaft sein; HAYEK meint mit gutem Recht, ihre oft ins Bläuliche schimmernden zerzausten Bestände träten nur selten gürtelartig auf. Viel häufiger läßt ihr hoher Feuchtigkeitsbedarf die Grünerle die Nachbarschaft von Wasserrunsen und deren Verzweigungen aufsuchen. Teils in der Zone des Krummholzes, mit diesem vergesellschaftet, teils allein auch noch höher ansteigend, findet man weiträumig die Alpenrosen. Lediglich auf Urgestein kommt die Rostrote Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum*) vor, bei einigem Kalkgehalt des Bodens auch die Behaarte (*Rhododendron hirsutum*). Die obere

Grenze der Alpenrosen darf im allgemeinen in der Nähe der 2000 m-Isohypse gesucht werden, doch finden sich einige Rostrote gelegentlich noch ein halbes tausend Meter höher oben. Vergessen wir nicht, daß EBERWEIN [1904] geradezu von einer „Formation der Rostblättrigen Alpenrose“ sprechen darf, einer Pflanzengesellschaft, die im alpinen Gebiete der Tauern wohl das größte Areal einnimmt. Die Farbenpracht der Alpenrosenfelder zur Blütezeit im Juni—Juli wird zudem von keiner anderen Pflanzengemeinschaft des Gebirges übertroffen. Kann auch die Verbreitung der Alpenrose oft als sog. „Waldzeiger“ aufgefaßt werden, so dürfte es doch zu weit gehen, auf Grund der letzten Alpenrosenbüsche die mögliche Baumgrenze der Niedertauern auf 2500 m M.H. vorzuschieben; selbst die Urheber der Waldzeiger-Theorie wollten nur „üppigen“ Alpenrosenwuchs als Waldzeiger gelten lassen. Es mag aber vielleicht erlaubt sein, die äußerste Möglichkeit der Baumgrenze, besonders dort, wo Lärche und Zirbelkiefer mit ihrer ausgeprägten Höhensteifheit auftreten, noch etwas über die 2100 m-Grenze hinaufzurücken. Doch selbst 2200 m M.H. zu überschreiten, halte ich auf Grund meiner weitreichenden Wanderbeobachtungen kaum mehr für erlaubt.

Über der Waldgrenze darf bei dem hohen Grad der Luftfeuchtigkeit unseres Gebietes die alpine Grasnarbe zweifellos als naturgegebene Großflächenbesiedlerin betrachtet werden, und in der Tat beherrscht sie weiträumig geschlossen die Hochregion unserer Niedertauern bis zu ihrem Ausklingen höhenwärts im Nacktfelsbereich. Zwischen 1600 und 2200 m pflegt sich ein Kurzrasen über weite Räume hin auszubreiten, in dem Horstseggen (*Carex sempervirens*) neben einigen Hainsimsen (*Luzula*) den Ton angeben. Woselbst der Boden an Nährstoffen verarmte, kann sich das wenig beliebte Bürstengras (*Nardus stricta*) mit seiner Eintönigkeit über die welligen Hochflächen und breiten Rücken dehnen; seine drahtartigen, zu sehr dichten, festen Horsten zusammengebündelten, graugrünen Spreiten werden von den Weidetieren gemieden. Teils mit diesem Bürstengras vereint, teils selbständig von ihm, bodenangeschmiegt, wuchernd, tritt auch die Azaleen-

heide (*Loiseleuria procumbens*) mit ihren kleinen rötlich schimmernden Blütensternen in solchen Hochregionen gern als Schlußglied der Entwicklung auf. Beide Formationen treffen wir mit Vorliebe auf gegen die Haupttäler (z. B. das Ennstal) weit vorgeschobenen Seitenkämmen; dort einstiger eiszeitlicher Hauptgletscherbewegung entrückt, finden sich galterte Felsoberflächen als Vegetationsunterlage; der ausgereiften Unterlage entspricht eben ein stark fortgeschrittener Vegetationstypus.

Als die am höchsten aufsteigenden, geschlossenen Alpenmatten erkennen wir mit HAYEK [1923] unschwer die Krummseggenrasen (*Carex curvula*), in denen aber auch Kopfgräser und Schwingelarten selten fehlen. Die Krummsegge bildet, schon von SCHROETER [1908] in bekannter Meisterschaft beschrieben, dichte Horste aus fest zusammengepackten, umschiedeten Trieben, welche von vielen Lagen brauner, schwer verwitternder Scheidenreste älterer Blätter umgeben sind. Ein solches Triebpaket ist 3 bis 5 cm hoch und steckt größtenteils in der Erde. Zuerst gegen die Grate zu löst sich dann die geschlossene Grasnarbe allmählich auf, um da und dort, wo immer möglich, in den Felsbezirk selbst zungenartig vorzustößeln. Da ist etwa der Tannen-Bärlapp (*Lycopodium Selago*), die weiße, kahlfrüchtige Hungerblume (*Draba dubia*), die rundköpfige Teufelskralle (*Phyteuma orbiculare*) und die echte Edelraute (*Artemisia laxa*) mit ihren seidenglänzenden Blättern und den gelben Blütenköpfchen besonders hervorzuheben. Endlich zeigt sich die Moos- und Flechtenflora auf der Verwitterungsrinde des Urgesteins kräftig entwickelt.

Auf den freiesten, höchsten Erhebungen tritt die Flora stark zurück; Regen und Schneesturm läßt hier keinen Humusbelag sich festsetzen, woraus nicht zuletzt die Gipflucht der Pflanzendecke sich herleitet. Gleichwohl selbst dem Hochgolling-Gipfelriesen rücken noch einige Polsterpflänzlein recht nahe zuleibe, freilich nun nicht mehr flächenhaft geschart, sondern inselartig sich vorarbeitend, gleichsam in vereinzelt Pionierstellungen.

Allüberall in den Niedertauern, daran ist festzuhalten, brandet die grüne Lebenswelle

außergewöhnlich hoch empor am dunklen Urgesteinsgemäuer, nicht umsonst sind ja unsere Niedertauern ein Teilausschnitt der „grünen“ Steiermark, und diese relativ so lebensvolle Begrünung selbst der höchsten Kämmen wird geradezu zum Charakteristikum unseres stark beregneten Berglandes. Dies kühne Aufwärtsdrängen der grünen Armee gilt in gleicher Weise für die großen Flächen am Felsgehäng, wie für die vorgeschobenen Pionierinseln. In gipfnahen Gesteinsfluren hat man droben am Hochgolling-Haupt selbst neben mancherlei Steinbrecharten (*Saxifraga*), neben dem leuchtend orangegelben Mohn (*Papaver aurantiacum*) und dem einblütigen Hornkraut (*Cerastium uniflorum*) die lieblichen, mit roten Blüten übergossenen Polster des Gletscher-Mannsschild (*Androsace glacialis*) gefunden; ja, ein kundiges Auge entdeckte noch in gegen 2800 m M.H. auf gesichertem Felsstandort die Wunderblüte des Gletscherhahnenfußes (*Ranunculus glacialis*) allen Gipfelschrecken trotzend.

Schon die künstlich anmutenden, eckigen und winkligen Umriss der talnäheren Waldbestände lassen den Eingriff des Menschen in die urtümliche alpine Pflanzendecke unseres Gebietes an Gehängen jeder Art oft und oft unschwer erkennen. Ich unterlasse es bewußt, an dieser Stelle auf die vielgestaltigen Beziehungen zwischen Bergform und Pflanzendecke näher einzugehen; diese wurden nämlich von mir schon verschiedenenorts eingehendst gewürdigt. Es mag hier nur kurz gesagt werden, daß die Ungunst wenig gefestigter Standorte, also unsichere Verwurzelungsmöglichkeiten für hochstämmigen Baumwuchs, die Waldgrenzen in den Niedertauern ebenso offensichtlich herabdrücken, wie ich dies aus anderen alpinen und außeralpinen Gebieten vielfach erweisen konnte.

Auf Feldbau und Anthropogeographie des Niedertauern-Landes näher einzugehen, verbietet nicht nur Platzknappheit, es lag von vornherein außerhalb meiner Zielsetzung. Die Niedertauern, ein meist etwas nebensächlich behandeltes Gebiet, sollten in erster Linie als ein wesentlicher Vertreter der „grünen“, der „waldreichen“ Steiermark in ihren Formen und Vegetationsmänteln klar hervortreten.

Literaturverzeichnis

- EBERWEIN, R. und HAYEK, A. 1904: Die Vegetationsverhältnisse von Schladming in Obersteiermark. (Vorarb. pflanzengeogr. Karte Österreichs I. Wien.)
- HAYEK, A. 1925: Pflanzengeographie von Steiermark. Graz.
- JABORNIK, V. 1927: Hohentauern. Graz.
- JÄCKLE, L. V. 1934: Die östlichen Gruppen der Niederen Tauern. (ZDÖAV.)
- KOEGEL, L. 1923: Die Pflanzendecke in ihren Beziehungen zu den Formen des alpinen Hochgebirges. Ammergauer Studien I. (Ostalpin. Formenstudien. Abt. I. Heft 5. Berlin.)
- KOEGEL, L. 1925: Beiträge zur geographischen Erfassung der alpinen Pflanzendecke aus Karwendel und Schieferbergen. (In Drygalski-Festschr., München.)
- KOEGEL, L. 1934: Die Pflanzendecke der Zentralpyrenäen, verglichen mit Alpen und Abruzzen. (Geogr. Anz. 22.)
- KOEGEL, L. 1942/43: Hochalpine Schuttlandschaften. (Mittl. Geogr. Ges. München.)
- LÄMMERMAYR, L. und HOFFER, M. 1922: Steiermark. (Junk's Natur-Führer. Bd. 4), Berlin.
- Reise- und Wanderbuch Steiermark. 1939 (herausgeg. vom Landes-Fremdenverkehrsverband Steiermark, Graz)
- SCHLECK, L. 1916: Die Niedern Tauern. (ZDÖAV.)
- SCHROETER, C. 1908: Das Pflanzenleben der Alpen. Zürich.
- SCHWINNER, R. 1924: Geologisches über die Niederen Tauern. (ZDÖAV.)
- SÖLCH, J. 1926: Die Landformung der Steiermark. Graz.
- WÖDL, H. 1892: Die Niederen Tauern (ZDÖAV).

Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und im Paraiba Tal (Brasilien)

Von

HERBERT LEHMANN

Mit 3 Abbildungen

Observations on the Climatic Geomorphology in the Serra da Mantiqueira and in the Paraiba Valley (Brazil).

In the Itatiaia-Massif already years ago traces of a pleistocene glaciation have been supposed by de Martonne who pointed to a very low position of the glacial snow-line ($\pm 7\ 000$ ft.). Kar-like forms have been observed even by many participants of the field trip in the Itatiaia region during the XVIII International Geographical Congress, but because moraines have as yet not been authenticated, no definite decision can be passed so far as to a pleistocene glaciation of the massif. Nevertheless many unmistakable traces of periglacial have been found in the Serra Mantiqueira at Campos do Jordão in 5.500—6.560 ft. above sea-level.

In the Paraiba Valley a very mysterious horizon of gravels has been observed on the field trip, overlying as well the tertiary deposits as the igneous rocks and skists, covered by some feet of yellow and reddish soil. The thin gravelhorizon follows approximately the ups and downs of today's hilly relief and therefore is to be considered as a river-terrace.

Maybe the horizon indicates a former period of climate spreading the gravels (descending originally mostly from river deposits) over the slopes of a hilly terrain, which later became covered by loamy deposits. If so, the parallelism of the old and the present surface may form a pretty difficult problem.

Seit den grundlegenden Untersuchungen OTTO MAULL's im Gebiet des Itatiaia¹ hat die morphologische Forschung sich mehr und mehr dem Einfluß des Klimas auf die morphologischen Prozesse zugewandt. Für den diluvialen Formenschatz in ehemals vergletscherten Gebieten ist das schon immer geschehen. Im Itatiaia selbst hat E. de MARTONNE zur Erklärung karartiger Formen in diesem knapp 3000 m hohen, aber isolierten und sehr niederschlagsreichen Bergmassiv eine diluviale Lokalvergletscherung vermutet², die

freilich Hunderte von Metern unter der für den Wendekreis zu erwartenden Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze gelegen haben müßte. Da echte Moränen bisher nicht nachgewiesen werden konnten und die moränenartigen Anhäufungen gerundeter Blöcke sich völlig ungezwungen aus der in allen einzelnen Etappen nachzuweisenden schalenförmigen Verwitterung des Gesteins (Nephelinsyenit) erklären lassen, muß die Deutung der hochgelegenen, z. T. vermoorten Talschlüsse als Kare zunächst noch mit größter Skepsis betrachtet werden. Um so mehr verdienen Beobachtungen periglazialer Phänomene, die in den fraglichen Höhen um 2000 bis 3000 m sehr wohl erwartet werden können, unsere Aufmerksamkeit. Auf der von dem Paulistaner Geographen AZIZ NACIB AB'SABER geführten Exkursion anläßlich des XVIII. Internationalen Geographenkongresses³ wurde denn auch fleißig Ausschau nach eiszeitlichem Solifluktionsschutt gehalten. Am Itatiaia selber ergaben die Aufschlüsse kein eindeutiges Bild. Wohl liegt über dem anstehenden Gestein, soweit es nicht freigespült und mit den schon von MAULL beschriebenen Pseudokarren bedeckt ist, eine Decke von Wanderschutt, die aber sehr wohl rezenteren Ursprungs sein kann, obgleich die chemische Verwitterung die mechanische selbst in dieser Höhenlage heute hier überwiegt.

Die eiszeitliche Temperatursenkung dürfte indessen das Gipfelmassiv in den Bereich der

Brasil, Tropical atlântico (Revista Brasileira de Geografia, V., 1943, und VI., 1944, Rio de Janeiro).

³ XVIII. Intern. Geogr. Congress, Exkursion Guidebook Nr. 4: Paraiba Valley, Serra da Mantiqueira and São Paulo City and Surroundings. Rio de Janeiro 1956.

¹ O. MAULL: Vom Itatiaia zum Paraguay. Leipzig 1930.

² E. DE MARTONNE: Problemas morfológicos do

Frostverwitterung des Strukturbodens und des Bodenfließens gebracht haben⁴.

Wirklich eindeutig konnte ein Solifluktionshorizont in der Serra da Mantiqueira, vor allem am Itapeva (2030 m) bei Campo do Jordão festgestellt werden. Über dem von chemischer Verwitterung stark zersetzten Gneis, der die Serra da Mantiqueira aufbaut, liegt auf dem flachen Gipfelplateau ein 5 bis 20 m mächtiger Horizont aus eckigem bis plattigem Gesteinsschutt, der keine fluviatile Schichtung, sondern alle Merkmale echten Solifluktionsschuttes aufweist. Über ihm folgt ein 30 bis 50 cm mächtiger graubrauner bis schwärzlicher Horizont aus sandigem Verwitterungslehm (vgl. Abb. 1). Im Ort Campo do Jordão selbst läßt sich in 1750 m Höhe etwas über dem heutigen Talboden eine bis zu 2 m mächtige Solifluktionsterrasse aus kantengerundetem bis leicht gerolltem Material — meist Quarz — beobachten. Das völlige Fehlen jeder Sortierung und Schichtung schließt eine fluviatile Ablagerung aus. Soweit echte Gerölle am Aufbau der Terrasse beteiligt sind, dürften sie auf sekundären Lagerstätten liegen, wie das auch bei uns im Periglazialschutt zu beobachten ist⁵.

Diese Aufschlüsse erweisen eine von den heutigen Verwitterungs- und Abtragungsverhältnissen abweichende Phase echter periglazialer Solifluktion im Gebiet der Serra da Mantiqueira bis in Höhen von 1700 m herab. Dies ist für die Breitenlage knapp südlich des Wendekreises ein ungewöhnlich niedriger Wert. Im Hohen Atlas liegt die Untergrenze der periglazialen Solifluktion über 2000 m hoch, trotz der höheren Breite dieses Gebietes. Auch angesichts der heutigen Temperaturverhältnisse von Compo do Jordão erscheint die Solifluktionsgrenze relativ niedrig. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt hier 13°, in den Wintermonaten sinkt sie nur wenig unter 10°. Wenn aus der niedrigen Lage des periglazialen Schuttes in der Serra da

Mantiqueira auch nicht auf die Höhe der vermutlichen eiszeitlichen Schneegrenze geschlossen werden kann, so rückt doch eine Lokalvergletscherung des nicht weit von hier gelegenen Itatiaia in den Bereich der Möglichkeit. Die Mitteltemperatur bei Alto Itatiaia (2199 m) beträgt 11,5° C, in den kühlestn Monaten sinkt sie auf 8,4°. Das Gebiet des Itatiaia gehört mit über 2500 mm Niederschlag zu den regenreichsten Gebieten Mittelbrasilens und dürfte auch in der Eiszeit kaum weniger Niederschlag empfangen haben, was zusammen mit der Isolierung des Itatiaia-Stockes die ungewöhnlich tiefe Lage der lokalen eiszeitlichen Schneegrenze erklären könnte. Sehr viel häufiger als heute dürften die winterlichen Kaltfronten gewesen sein. Die Exkursion erlebte den Einbruch einer solchen Front, die von starken Niederschlägen und einem rapiden Temperatursturz begleitet war. Die Verhältnisse in den Anden, wo die eiszeitliche Schneegrenze am Wendekreis um 4000 m anzusetzen ist, können für die Ostseite des Kontinentes nicht zum Vergleich herangezogen werden. Die heutigen Verwitterungs- und Abtragungsformen stehen freilich unter dem Zeichen des feuchttropischen Klimas trotz der winterlichen Kaltfronteinbrüche und trotz der Höhenlage.

Die chemische Verwitterung isoliert kugelige und wollsackähnliche Gebilde von unzersetztem Gestein, die teilweise in einem feinkörnigen Material wurzellos schwimmen. Der Zersatz wird rasch ausgewaschen und die zurückbleibenden steinernen Riesenkartoffeln bilden abenteuerliche Blockmeere. Auf ihnen und auf den anstehenden, vom Verwitterungsmantel entblößten Gesteinsflächen entstehen die besonders an der Agulhas Negras, dem höchsten Gipfel des Itatiaia, prächtig entwickelten Rillen, sogenannte Pseudokarren, die von hier und aus anderen Gebieten oft beschrieben worden sind, zuletzt — unter ausführlicher Würdigung der einschlägigen Literatur über die Gebilde — aus Korsika von KLAER⁶, dessen Auffassung sich mit der meinen deckt. Von „Pseudokarren“ möchte ich auch deswegen sprechen, weil es sich bei den Lösungsvorgängen im Kalk um eine Überfüh-

⁴ Wir beobachteten übrigens in 2100 m Höhe Ende August Miniaturpolygone in dem abgeschwemmten, nicht von Vegetation bedeckten Material neben der Straße als Zeichen eines nächtlichen Frosteinfalles.

⁵ So z. B. im Weschnitztal bei Birkenau (Odenwald), wo im Solifluktionsschutt an der Basis des Löß periglazial verfrachtete Schotter einer älteren, heute nicht mehr anzutreffenden Weschnitzterrasse vorkommen.

⁶ W. KLAER: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. (Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 261, Gotha 1956.)

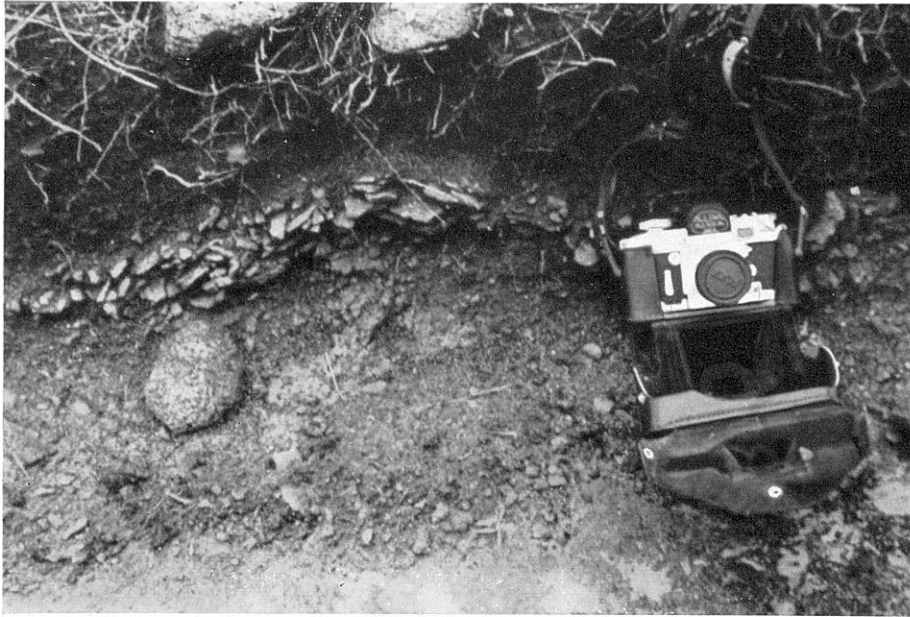


Abb. 1. Eckiger Schutthorizont (Solifluktionsschutt) über zersetztem Gneis
auf dem Gipfel des Itapeva (Campo do Jordão)

Aufnahme H. Lehmann

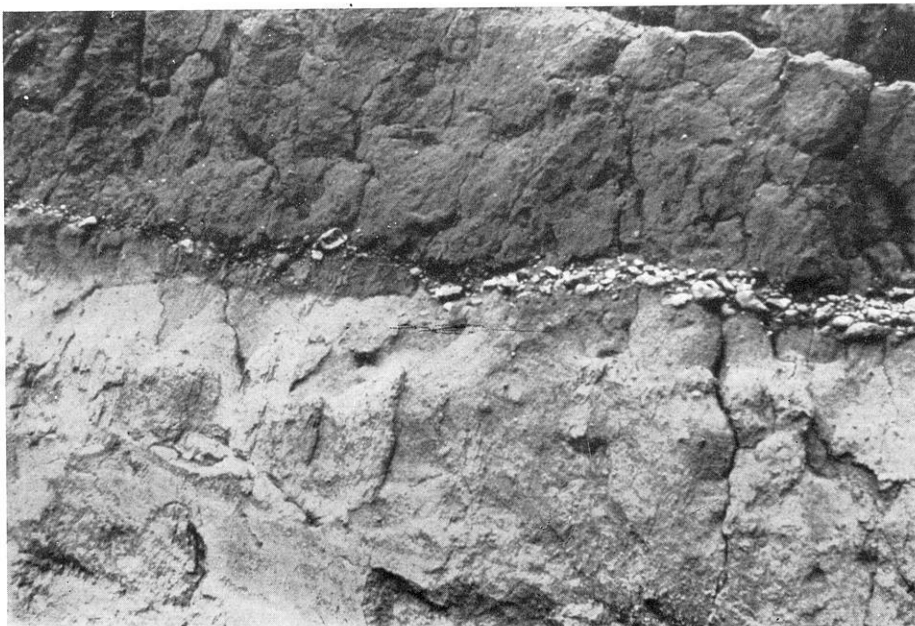


Abb. 2. „Geröllhorizont“ an der Grenze zwischen Beckentertiär und Pleistocän,
östlich Queluz (Straße Rio — São Paulo)

Aufnahme H. Lehmann

rung des Calciumcarbonates unter Einwirkung von CO_2 in die lösliche Form handelt, während in den kristallinen Gesteinen komplizierte chemische Umsetzungen erfolgen, die wir gemeinhin nicht unter dem Begriff der „Lösung“, sondern dem der „Chemischen Verwitterung“ subsumieren. Am Itatiaia erwies sich übrigens gerade der Boden der Pseudokarrenrillen als frei von Flechten; die frische Gesteinsoberfläche spiegelte in ihnen von herabsickerndem Wasser, während auf den Wülsten dazwischen (den Pseudokarrengraten) unter einer dichten Flechtenvegetation das Gestein stärker zersetzt schien. Das bestätigt — im Gegensatz zu der Auffassung von FREISE — daß in den Pseudokarren als den Bahnen des rinnenden Wassers das frische Gestein durch mechanische Fortführung der Verwitterungsreste, darunter auch solcher in gelöster Form, ständig neu exponiert wird.

Sehr viel schwieriger ist die Erklärung eines anderen, im Paraiba-Graben und weit darüber hinaus zu beobachtenden Phänomens, das zweifellos aber auch auf ein von dem heutigen Klima abweichendes Vorzeitklima deutet. Schon auf der raschen Fahrt, mit der wir, AUSTIN MILLER und ich, die im Gebiet des Itatiaia weilende Exkursion von Rio aus einholten, fiel uns ein schmaler aber durchziehender Geröll- bzw. Schutthorizont auf, der an allen frischen Straßeneinschnitten einige Meter bis Dezimeter unter der Oberfläche zu erkennen war, und zwar, wie sich bald zeigte, über tiefgründig rot verwittertem Kristallin, wie über den gleichfalls rötlich verwitterten, aber in ihrer Schichtung noch deutlich erkennbaren Sedimenten der tertiären Becken im Paraiba-Graben. Deutlich zeigte hier das über dem Geröllhorizont liegende feinkörnige Material eine hellere, gelbliche, bzw. graubraune Farbe und keine erkennbare Schichtung. Der Geröllhorizont besteht im Tertiär aus einer dünnen, ungeschichteten Lage von fluvial zugerundeten Geröllern, wie sie in den tertiären Beckenfüllungen des Paraiba-Grabens häufig als Facies auftreten, doch schneidet er diese Schichten diskordant, und zwar frappierenderweise so, daß er, wenn auch nicht genau, so doch annähernd parallel zur heutigen Oberfläche der gerundeten, als „halbe Orangen“ bezeichneten Hügelkuppen verläuft

(Abb. 2). In der raschen Vorbeifahrt habe ich ihn daher erst für einen Konkretionshorizont unter einer mächtigen Bodendecke gehalten, bis eine nähere Untersuchung ergab, daß es sich tatsächlich um Schotter handelte. Schon dieser merkwürdige, mit den heutigen Oberflächenformen auf- und absteigende und das Tertiär in verschiedenen Winkeln diskordant schneidende Verlauf zeigt, daß es sich nicht um eine Schotterterrasse handeln kann. Aber auch die Lagerung, die oft bis auf die Zentimeterbreite eines Gerölls ausdünn und zuweilen Taschen bildet, deutet auf eine sekundäre Umlagerung der tertiären fluvialen Schotter hin. Über dem bis zu 10 und mehr Meter tief in situ verwitterten Gneis wird der Geröllhorizont durch eine schmale Lage aus leicht kantengerundetem Schutt aus schwer verwitterndem Material, vor allem der den Gneis durchziehenden Quarzgänge ersetzt. Dieses Material findet sich isoliert, doch noch die ursprüngliche Lage der Gänge bzw. Quarznerster andeutend, in dem tiefroten tropischen Verwitterungslehm des Liegenden. Es ist in dem Horizont offenbar sekundär angereichert. Über ihm folgt abermals rotes, feinkörniges Verwitterungsmaterial, doch nicht mehr in situ entstandenes, sondern umgelagertes. Der Schutthorizont liegt auch hier nicht horizontal, sondern folgt den heutigen Hängen schräg abwärts, manchmal steiler, manchmal weniger steil als diese. Die Zusammenstellung der einzelnen sich immer wiederholenden Beobachtungen ergab das folgende schematische Profil (vgl. Abb. 3). Die Zeichnung veranschaulicht, daß die Konkordanz zwischen dem heutigen Oberflächenprofil und dem Geröllhorizont nur eine angenäherte ist. Die „Deckschicht“ ist manchmal auf dem Hügelscheitel, manchmal an den Flanken mächtiger. Im Raumbild würde der Geröllhorizont, abgedeckt, ein rundkuppiges Geröll- bzw. Schuttpflaster von einigen Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit ergeben. Gelegentlich werden Störungen des Geröll- bzw. Schutthorizontes beobachtet, die die Deckschicht nicht durchsetzen. Eine solche Störung findet sich kurz hinter Aparicida am Straßeneinschnitt aufgeschlossen. Die deutlich geschichteten blauroten tertiären Tone sind durch eine Verwerfung von einigen Dezimeter Sprunghöhe

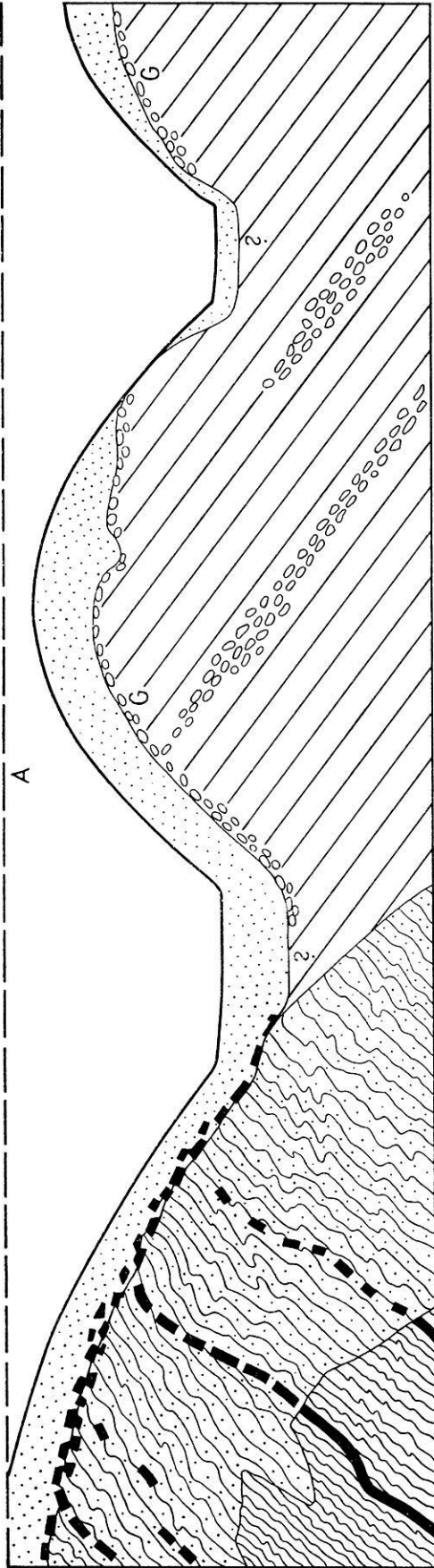
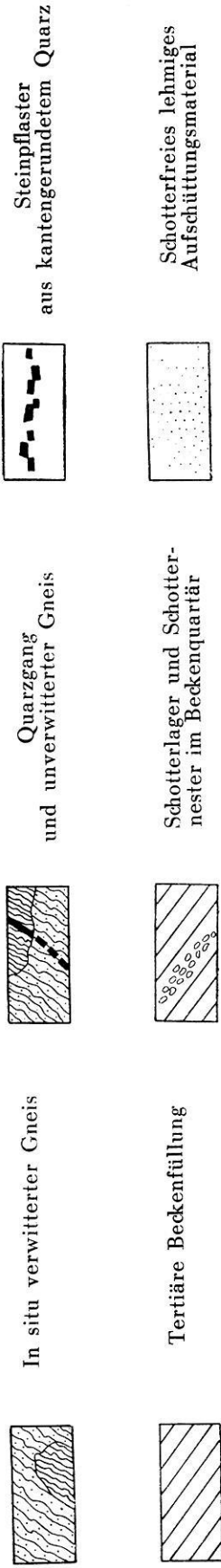


Abb. 3. Schematisches Profil durch die „Halben Orangen“ im Paraiba-Tal

A = Hypothetische Aufschüttungsfläche, G = „Geröllhorizont“



gestört, wobei der rechte Flügel etwas abgesunken ist. Der Geröllhorizont spiegelt diese Verwerfung oder besser einen alten Erosionsriß, der sich an die Störung knüpft, im Querschnitt wider. Darüber liegen junge, gelbe, ungestörte Beckenablagerungen mit ganz schwach erkennbarer Schichtung. Hier wird sehr deutlich, daß der Geröllhorizont eine Erosionsphase und eine Ablagerungsphase voneinander trennt. Eine befriedigende Deutung dieses Beobachtungsfundes, die weder mir noch einem der übrigen Exkursionsteilnehmer im Gelände gelingen wollte, müßte folgende Fragen beantworten:

- a) Wie ist es zur Entstehung des offenbar sekundären Geröll- bzw. Steinpflasters auf einem schwach kuppigen Relief gekommen?
- b) Welcher Art und Herkunft ist die Deckschicht darüber, da sich das Geröllpflaster doch nicht nach Art eines Konkretionshorizontes in der Tiefe gebildet haben kann, sondern nach seiner Bildung an der Oberfläche wieder mit feinkörnigem Material überschüttet worden ist?
- c) Wie kommt es zu der angenäherten Konkordanz der heutigen Oberflächenformen mit der meines Erachtens durch das Geröllpflaster angedeuteten fossilen Oberfläche?

Was die erste Frage betrifft, so fühle ich mich einerseits an das Steinpflaster unter den „Decksanden“ in der nordwestdeutschen Altmoränenlandschaft erinnert, jene durch selektive Auswaschung bzw. Ausblasung des Liegenden entstandene Anreicherung der relativ kleinen in der sandigen Moräne auftretenden Geschiebe unter einer jüngeren Deckschicht, andererseits an den Solifluktionsschleier an der Basis des darüber gewehten Lösses an den Rändern unserer Mittelgebirge. In dem einen Fall handelt es sich um eine sekundäre Anreicherung der dispers verteilten groberen Geschiebe in situ durch Entfernung des feinkörnigen Materials, im andern Fall um eine akkumulierende Massenbewegung auf mehr oder minder steilen Hängen, beidesmal um jüngere Überlagerungen, hier mit Material äolischer Herkunft. Die Verhältnisse in Brasilien lassen natürlich keine direkte Parallele zu diesen beiden uns bekannten Fällen der Entstehung eines Steinpflasters auf einem hügelig bewegten Relief und unter

einer jüngeren Deckschicht zu, allein schon, weil diese letztere in Brasilien nicht äolischer Herkunft ist. Auch schließt die tiefe Lage des Paraiba-Grabens eine periglaziale Solifluktion aus. Dagegen könnte man an solche Vorgänge des tropischen Bodenfließens denken, die RUELLAN „tropische Solifluktion“ nennt, vielleicht verbunden mit oder gefolgt von einer selektiven Auswaschung des feineren Materials. Jedenfalls scheint das so weit verbreitete Geröllpflaster unter anderen klimatischen Bedingungen entstanden zu sein, als sie heute in diesem Raum herrschen. Meine Kenntnisse und Phantasie reichen nicht aus, mir ein solches Klima und seine Wirkungsweise vorzustellen. Am nächsten käme dem Befunde wohl ein halbarides Flächenspülklima. Seine Datierung ist aus den hier mitgeteilten Beobachtungen nicht möglich.

Noch schwieriger wird die Beantwortung der zweiten Frage. Der Geröllhorizont muß nach seiner Bildung von feinkörnigem lehmigem Material nichtäolischer Herkunft überdeckt worden sein. Das ist wenigstens in dem Becken des Paraiba-Grabens nur möglich nach Art einer planierenden Aufschüttung des ganzen Gebietes. Die Becken, in denen die vorstehenden Beobachtungen gemacht wurden, sind alle von höher aufragenden Geländeteilen begrenzt oder umgeben. Von ihnen könnte das Material stammen. Auch an eine erneute Aufschüttung des feinkörnigen Schlamm führenden Paraiba kann man denken. Außerhalb des Paraiba-Grabens aber fehlt in dem Boden über dem Schutthorizont überall da, wo Gneis im Untergrund ansteht, jede Andeutung einer fluviatilen Schichtung, ja, einer Schichtung überhaupt. Dies ließe sich durch den Hinweis auf die recht gleichförmige Natur des verfrachteten tropischen Verwitterungslehms erklären. In den Tertiärdecken des Paraiba-Grabens selbst ist eine (pleistocäne?) Aufschüttungsphase, wie oben dargelegt wurde, an vielen Stellen erkennbar. Sie mag das kuppige Relief örtlich zugeschüttet haben. Der Paraiba ist, wie epigenetische Durchbrüche zeigen, früher auf einem höheren, flächenhaft nicht mehr erhaltenen Niveau geflossen. Seine eventuelle Zuordnung zu dem hypothetischen Aufschüttungsniveau müßte noch untersucht werden.

Befremdlich mutet die Vorstellung an, daß, entsprechend unserer dritten Frage, das alte zugeschüttete Relief offenbar in ganz ähnlicher Form und Lage durch abermalige Zerschneidung von neuem entstanden sein soll. Und doch bleibt kaum eine andere Möglichkeit übrig, wenn wir die relativ häufig an Straßeneinschnitten gemachten Beobachtungen der angenäherten Konkordanz des Geröllhorizontes mit der heutigen Oberfläche auf das übrige nicht aufgeschlossene Gebiet extrapolieren. Immerhin ist zu bedenken, daß die wirklich beobachteten Wölbungen des durchlaufenden Geröllhorizontes an Straßeneinschnitten die Scheitelhöhe von 10 m kaum übersteigen und daß die Fälle, in denen der Geröllhorizont durch den heutigen Hang geschnitten wird, gar nicht selten ist. Die hier vorgetragene Erklärungsmöglichkeit des Beobachtungsbefundes kann höchstens den Wert einer Arbeitshypothese beanspruchen.

Die Beobachtungen auf einer kurzen Exkursion, die an einen genauen Stundenplan gebunden ist, reichen natürlich nicht aus, die

Verhältnisse in allen Einzelheiten zu klären. Sie konnten aber auf ein im Paribagebiet allgemein verbreitetes Phänomen hinweisen, auf den auf- und absteigenden Geröll- bzw. Schutthorizont, dessen noch problematische Erklärung wohl auf einen zeitweiligen Wechsel in den klimamorphologischen Bedingungen hinausläuft, ohne daß sich bisher Anhaltspunkte für eine Datierung ergeben haben.

Nachschrift

Erst nach Drucklegung des Aufsatzes bekam ich den Aufsatz von H. MORTENSEN „Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen“, Zeitschr. für Geomorphologie Neue Folge Bd. 1, 1957 zu Gesicht. MORTENSEN hält die eiszeitliche Vergletscherung des Itatiaia-Massivs auf Grund der auch von mir beobachteten aber vorläufig mit einem Fragezeichen versehenen Karform für gesichert, während ich nur die Möglichkeit einer so tiefen eiszeitlichen Schneelinie, allerdings auf Grund anderer Kriterien, zugebe.

***Abhandlungen des Geographischen Instituts
der
Freien Universität Berlin***

Bisher sind erschienen:

Band 1

K. Schroeder

Die Stauanlagen der mittleren Vereinigten Staaten

96 Seiten mit 3 Kartenskizzen im Text und 1 farbigen Karte / DM 12.—

Band 2

O. Quelle

Portugiesische Manuskriptatlanten

12 Seiten mit 25 Tafeln und 1 Kartenskizze / DM 12.—

Band 3

G. Jensch

Das ländliche Jahr in deutschen Agrarlandschaften

115 Seiten mit 13 Figuren im Text und 10 mehrfarbigen Diagrammen / DM 19.50

Demnächst wird erscheinen:

Band 4

H. Valentin

Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland

Ein Beitrag zum Problem der letzten Vereisung im Nordseeraum

Etwa 80 Seiten mit 28 Bildern, 2 Diagrammen, 10 Karten und 29 Tabellen

VERLAG DIETRICH REIMER IN BERLIN