

Werk

Titel: Der Stand der morphologischen Kenntnis des Kaukasus auf Grund der neuesten Glazia...

Autor: Lehmann, Otto

Ort: Berlin

Jahr: 1915

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1915 | LOG_0089

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Der Stand der morphologischen Kenntnis des Kaukasus auf Grund der neuesten Glazialforschungen.

Von Dr. Otto Lehmann.

Das Wort „Hochgebirge“ hat für uns einen vertrauten Klang, aber als geographischer Gattungsname ist es ebenso künstlich eingeführt, wie der Ausdruck „Mittelgebirge“. Darum ist die Anwendung dieser Ausdrücke oft mit Mißlichkeiten verbunden. Eine solche, die schon lange bekannt ist, besteht darin, daß man bei der Zuweisung außereuropäischer Gebirge an eine dieser Gattungen verschiedene Höhenabstufungen einführen muß, um nicht Gebirge äußerst verschiedenen Charakters zusammenzufassen. Die Forschung in den Alpen lehrte später, daß viele Formen, welche den großartigen Anblick der Alpenlandschaft hervorrufen, auf die Wirkungen der Eiszeit zurückgehen und bald bezeichnete man sie als „Hochgebirgsformen“, ohne viel Einschränkungen anzubringen. Es entwickelte sich die Neigung, ein hohes Gebirge dann als „Hochgebirge“ gelten zu lassen, wenn es sehr bedeutende Höhen mit solchen Hochgebirgsformen verbindet. Aber der beschleunigte Fortschritt der Wissenschaft ließ diesem neuen Versuch, den alten Begriff auf natürlichere Weise zu erfassen, kaum greifbare Gestalt annehmen. Man fand nämlich solche glaziale Hochgebirgsformen in Gebirgen unter 2000 m oft ebenso ausgeprägt, während sie in sehr hohen stark zurücktreten. So bescheidet man sich heute vorderhand, Hochgebirge mit mehr oder weniger „alpinem Charakter“ von anderen abzuheben.

Das Werk: „Die Alpen im Eiszeitalter“ legte den glazialen Ursprung einer ganzen Reihe wichtiger Formen in solcher Weise dar, daß in der darauf beruhenden Diskussion gar bald die ausdrücklichen Zweifel an der Lehre kräftiger Gletschererosion und damit an der Berechtigung einer glazialen Morphologie zurücktraten. Dafür traten mehr und mehr die Fragen hervor, welche die scharfe Abgrenzung der Gletscherarbeit von der vor-

eiszeitlichen Modellierung der Alpen betrafen. Die glaziale Morphologie gebär hier die präglaziale und beide zusammen bilden heute die „alpine Morphologie“, mindestens den Hauptinhalt derselben.

Unter den Hochgebirgen der Erde, denen man alpinen Charakter zusprechen darf, muß gegenwärtig zweifellos der Kaukasus an erster Stelle genannt werden. Dieses Gebirge überragt in seinen höchsten Teilen außerhalb der vereinzelter Vulkane die Alpen meist nur um die 200 bis 400 m, die nötig sind, um bei dem anderen Klima eine Vergletscherung zu bedingen, welche mit jener der Alpen zu der gleichen Größenordnung gehört. Das ist für die Anerkennung des alpinen Charakters des Kaukasus jedoch weniger wichtig, als die Verwandtschaft des Formenschatzes. Diese geht nämlich soweit, daß der Kaukasus bereits für Streitfragen jener alpinen Morphologie herangezogen wird.

Dabei zeigt sich bisher eine große Beschleunigung des in den Alpen abgelaufenen Forschungsganges. Die Reisen vieler Forscher, von denen besonders Merzbacher und v. Dechy allgemein bekannt sind, und die russische Aufnahme des Kaukasus 1 : 42 000 (Einwerstkarte), die nunmehr vollendet ist, schufen vor unseren Augen die topographischen Grundlagen für weitere morphologische Untersuchungen. Und schon liegt ein Werk vor, welches für einige Teile des Kaukasus auch in der Anlage den „Alpen im Eiszeitalter“ entspricht, für den größeren Teil des Gebirges freilich erst die Grundzüge einer solchen Monographie liefert. Der Verfasser ist A. v. Reinhard¹⁾ in Charkow. Fast gleichzeitig brachte L. Distel²⁾ eine Abhandlung über das obere Baksangebiet heraus, worin ausgiebig manche Probleme der neuesten alpinen Morphologie erörtert werden. Die Ergebnisse beider Forscher stehen in wichtigen Punkten zueinander in Gegensatz, soweit sie sich denselben Erscheinungen zuwenden. Im ganzen kommt es nämlich Reinhard mehr auf die Rekonstruktion der alten Vereisung an, als auf die Erörterung morphologischer Spezialfragen. Diese spielen bei Distel die Hauptrolle.

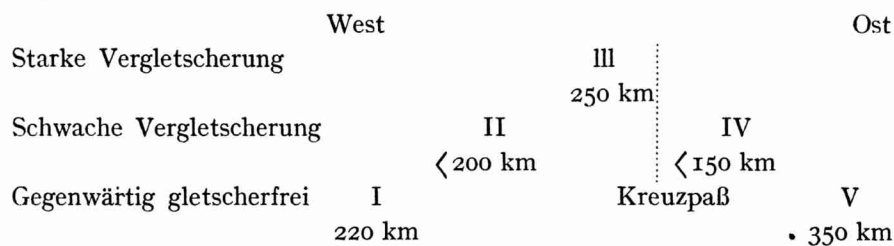
Angesichts dieser raschen Entwicklung der theoretischen Erforschung der Kaukasusformen empfiehlt sich ein Verweilen bei dem, was sich gegenwärtig festhalten läßt. Dabei ist auch eine Stellungnahme zu den erzielten Ergebnissen nötig, weil sie voneinander abweichen und zum Teil nicht gleichzeitig richtig sein können. Damit ist die Aufgabe dieser Untersuchung allgemein umrissen, in sofort greifbarer Form ausgedrückt, sollen in ihr besonders zwei Fragen Antwort finden: die erste gilt den Gleich-

¹⁾ Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit im Kaukasus. Geogr. Abh. hg. v. Penck, Neue F. Heft 2. 1914.

²⁾ Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus. Abh. d. Hamburg. Kolonialinst. Bd. XXII, Reihe C. 2. 1914.

heiten zwischen Alpen und Kaukasus, welche bewirken, daß mehrere Forscher den glazialen Formenschatz der Alpen im Kaukasus wiederfanden, die zweite den Unterschieden, welche andere Autoren dazu führten, vielen Formen des Kaukasus wie auch der Alpen den glazialen Ursprung abzusprechen. So bleiben nach Distel nur Rundbuckel, gelegentliche Beckenkarformen und Unterscheidungswände am Gletscherufer als wirklich glaziale Formen bestehen, sehr im Gegensatz zu den umfassendsten und zu den meisten eingehenden geographischen Untersuchungen in den Alpen.

Um das richtige Augenmaß dafür zu erlangen, was heute von dem morphologischen Charakter des Kaukasus gesagt werden kann, ist die Kenntnis der nun vorzuführenden Tatsachen nötig. Im allgemeinen kann man sagen, daß nur in den auch heute stark vergletscherten Teilen des Gebirges die Erforschung der quartären Vereisung eingehender durchgeführt ist. Nach der Stärke der heutigen Vergletscherung lassen sich fünf ungleiche Teile des 1100 km langen Gebirges unterscheiden. Sie sind in der folgenden Übersicht von W nach E mit I—V bezeichnet.



Die Strecke III umfaßt den zentralen Kaukasus zwischen Kluchorpaß (W) und Kreuzpaß (E) und die dem Kluchorpaß im Westen benachbarte Talvergletscherung. Auf ihr ist der Eispanzer des Hauptkammes mit wenigen schmalen Ausnahmen lückenlos.¹⁾ Im zentralen Kaukasus tragen streckenweise noch zwei parallele Kämme Gletscher, obgleich seine Breite so gering ist, daß sie der Entfernung Innsbruck—Bozen in der Luftlinie entspricht. Die Strecke II ist von der Strecke IV verschieden. In dieser sind im Gegensatz zur Strecke III die Lücken zwischen den sonst ziemlich gleichmäßig verteilten Vergletscherungszentren größer als die Firnareale derselben. Auf der Strecke II herrscht im E eine bloße Kamm- und Karvergletscherung vor, von dieser durch eine große Lücke getrennt liegt der Gletscher des Oschten, am Westende der Strecke II, als westlichster des Kaukasus. Die Einteilung zeigt die durch klimatische Gründe verursachte nach W vorgeschobene Lage der Vergletscherung, so daß westlich des bekannten 5050 m hohen Vulkans Kasbek am Kreuzpaß 450 km des Haupt-

¹⁾ Zum Vergleiche diene, daß der hohe Tauernkamm (Zillertaler A. u. Hohe Tauern) 150 km lang ist.

kammes mehr oder minder vergletschert sind, östlich nur 150 km, wobei dieser Berg ungefähr gleichweit von den nächsten Punkten des Kaspisees wie des Schwarzen Meeres entfernt ist.

Reinhard hat die östliche Hälfte des zentralen Kaukasus auf einer 100 km langen Strecke persönlich untersucht, soweit sie zur Nordseite entwässert wird, d. h. er hat die alten Gletschergebiete vom Urúch bis zum Terek genauer erforscht. Das von Distel untersuchte obere Baksangebiet liegt im westlichen Teil des zentralen Kaukasus zwischen einem 25 km langen Stück der Nordseite des Hauptkammes und dem Elbrusstock. Von besonderem Wert ist es, daß Reinhard auf der Südabdachung der Strecke II das Talgebiet der Msymta untersuchte, dessen alter Gletscher von 40 km des Hauptkammes gespeist wurde. Dort stand zur Eiszeit wie heute die Vergletscherung unter dem Einfluß der Niederschläge vom Schwarzen Meer her, welcher jenen der Exposition fast aufhob. Alles übrige wurde von Reinhard nach der Literatur und der Einwerstkarte bearbeitet; d. h. wo jene nicht fehlt, wie meist auf der Südseite der Strecke IV, oder wo sie fast versagt, wie einmal sogar mitten in der Nordabdachung des zentralen Kaukasus, gerade wo der Hauptkamm als altkristallines Gebirge seine größte Höhe (5200 m) erreicht. 570 km von den 1100 des Kaukasus sind heute ganz eisfrei. Von ihrer quartären Vergletscherung ist fast nichts bekannt. Ist es auch nur ein kleiner Teil des ganzen Gebirges, der somit untersucht ist, so sind es zugleich, dank Reinhard, große Teile der zentralen und westlich anschließenden Ketten, d. h. jene Gebiete, welche zur Eiszeit die größten Gletscher entsendet haben.

Das Bild der eiszeitlichen Vergletscherung des Kaukasus, welches wir uns auf Grund der Arbeit Reinhards machen können, hat also schon einige ganz ausgeprägte, höchst wichtige Züge: Auch die größten Eisströme waren absolut und verhältnismäßig kürzer als in den Alpen. Kaum einer erreichte 70 km Länge, das ist knapp das Fünffache der längsten Talgletscher im heutigen Kaukasus. Dabei bleibt die Breite des Gebirges mit 80—170 km stark hinter jener der Alpen (150—220 km) zurück; gleichwohl erreichte kein Gletscher den Fuß des Kaukasus. Dies kommt in dem besonders schmalen östlichen Teile der zentralen Strecke daher, daß dort die längsten Gletscher (Terek, Ardón, Urúch) bedeutende Längstalstrecken durchflossen. Die Kürze der Gletscher hatte zur Folge, daß sie meist in engen Tälern endeten und in größerer Höhe als jene, die bei uns das Alpenvorland erreichten, nämlich in 800 bis 1150 m im N, im S in 500 m Höhe und darüber. Auch die Mächtigkeit der kaukasischen Eiszeitgletscher erreichte nicht die Werte, die wir von den großen quartären Alpengletschern kennen. Hiefür ein Beispiel: Unter den Gletschern, deren Dicke im

Kaukasus durch Stau am meisten begünstigt war, ist vor allem der des Ardóngebietes zu nennen. Der größte Teil seines Einzugsgebietes lag in einer Längstalung zwischen dem Hauptkamm und der südlich vorgelegerten paläozoischen Kette. Dieser Talzug ist auch im E und W durch hohe Gebirgsriegel von ähnlichen Nachbargebieten abgegrenzt. Ein einziger Ausgang nach N bot sich dem Gletscher, der Durchbruch des Ardóntales durch den Hauptkamm, wodurch auch heute noch ein langes Stück der Hauptwasserscheide der südlichen Parallelkette folgt. Auf Grund der Schliffgrenzen, die Reinhard fand, ergibt sich, daß die größte mögliche Mächtigkeit des Ardóngletschers um 1000 m schwankte, am Beginn jenes Ausflusses aber auf 850 m gesunken war. Dagegen halte man den für alpine Verhältnisse wenig gestauten Sarcagletscher, der in der Judikarienfurche mindestens 1200 m mächtig wurde.

Für andere Gletscher des Kaukasus ist im allgemeinen eine noch geringere Mächtigkeit anzunehmen. Dies gilt auch für die Quertalgletscher des Elbrusgebietes, welche wegen ihrer westlicheren Lage klimatisch begünstigt, gleich lang oder länger wurden als der 40—55 km lange Ardóngletscher. Dabei kann man ruhig annehmen, daß z. B. für den Baksangletscher eine Mächtigkeit von nur 600—700 m, die sich nach Distel ergibt, noch hinter ihrem größten Werte zurückbleibt. Der denkbare Stau mußte ja in allen Quertalstrecken viel geringer als am Ardón sein. Eben darum nahmen die mächtigsten Strecken der Gletscher im Kaukasus auch nicht einen so großen Teil ihrer Gesamtlänge ein wie in den Alpen. Aus alledem folgt auch für seine höchsten Partien eine im Vergleich zu den Alpen bescheidene Ausdehnung der quartären Vereisung und ihrer Folgen. Mit der durchschnittlichen Länge der größten eiszeitlichen Kaukasusgletscher hätte der Aaregletscher nicht Bern, der Reußgletscher knapp Luzern erreichen können, der Zillertaler Gletscher hätte mit Mühe das Inntal erreicht und die Pasterze im Mölltale 20 km oberhalb seiner Mündung in die Draue geendet. Innerhalb dieser Längen lag im Kaukasus auch das ganze Abschmelzgebiet der Gletscher, in welchem ihre Erosion erstarb. Um aber kein falsches Bild zu geben, muß daran erinnert werden, daß die Enden der eiszeitlichen Kaukasusgletscher 3500—4000 m tiefer als die Ursprünge lagen, gegenüber höchstens 2500—3000 m Höhenunterschied für die erwähnten Alpenstrecken. Die steileren Böschungen, welche daraus für den Kaukasus folgen, mußten bei vielen postglazialen zerstörenden Agenzien eine größere Energie bedingen. So ist es nicht zu verwundern, wenn man nach den Abbildungen und Beschreibungen der verschiedenen Autoren im Kaukasus meist erst 20 bis 30 km von den heutigen Gletscherenden entfernt auf die ersten Formen stößt, die deutlich an die Hochalpen erinnern, und daß sie an Frische von jenen glazialen Formen auffällig übertroffen werden,

welche man bald in unmittelbarer Nähe der heutigen Gletscherzungen erblickt, oder von weitem an hohen Kammpartien entdeckt.

Da es erwiesen ist, daß der Kaukasus von einer eiszeitlichen Vergletscherung betroffen wurde, muß sein Aussehen ebenso wie jenes der Alpen in erster Linie von dem der präglazialen Grundlage, von der glazialen Umgestaltung und von der postglazialen Zerstörung abhängen. Für die Annahme interglazialer Wasserwirkung fehlen alle Beweise durch Ablagerungen, was aber nicht zu sehr zu betonen ist, weil Reinhard oft auch keine Endmoränen der großen Vereisung fand, da sie in den engen Tälern meist ganz der gewaltigen postglazialen Erosion zum Opfer gefallen sind; er legte dann mit Resten von Seitenmoränen, Erratikum auf den Hängen und fluvioglazialen Ablagerungen mühsam und vorsichtig die Gletscherenden in engeren Grenzen fest, als es bisher möglich war. Um so zahlreicher sind seine Moränenfunde, welche ihm gestatteten, drei Rückzugsstadien der Vereisung überall sicherzustellen. Für einzelne Formen des Gebirges kommt daher wohl auch interstadiale Wassererosion in Betracht, ohne daß bisher eine theoretische Untersuchung so speziellen Erscheinungen hätte nachgehen können.¹⁾

Betreffend die präglazialen Vorgänge hat Reinhard in räumlich von einander sehr getrennten Gebieten eine mehrfache Belebung der Erosion nachweisen können, so daß wohl nirgends, besonders nicht in den höchsten Teilen des Kaukasus, die Veranlassung besteht, die präglazialen Täler als das einfache Produkt der zugleich mit der ersten Hebung des Gebirges entstandenen Wassererosion anzusehen. Die Beweise Reinhardts gründen sich auf hohe Talböden, z. B. im Ardón- und Msymtatal; die im ersten Gebiete von der tieferen Trogschulter ebenso deutlich getrennt sind, wie von den dort vorhandenen stark verwitterten Zeichen der Schliftkerben. Die Trogschulter des Ardóntales führt er als zweite Terrasse an, was dafür spricht, daß sie mit einem einspringenden Winkel an das Gehänge zwischen ihr und dem höheren (tertiären) Talboden stößt. In diesem Falle dürfte auch sie ein alter Talboden sein, denn gewöhnlich stößt nur ein solcher mit einspringendem Winkel an das Gehänge, und um eine Schliffkehle handelt es sich in der betreffenden Höhe des Ardóntales nicht. Die Lage der zweiten Terrasse über dem Troge und ihr Zusammenhang mit den Schultern engerer Seitentäler, in denen die oberste Terrasse fehlt, führten Reinhard dazu, diese zweite Terrasse als Trogschulter anzusprechen. Da Reinhard auch im Msymtatalgebiet zwei präglaziale Tal-

¹⁾ Für die Zeit zwischen der größten nachgewiesenen Vergletscherung und dem darauf folgenden ersten Stadium des Rückzuges fand Reinhard fluviatile Talvertiefungen von 100—200 m. Im Msymtatal konnte er eine postglaziale Hebung des Gebirges direkt nachweisen.

böden unterscheidet, kann kaum angenommen werden, daß es sich im Ardóntale um lokale Erosionsbelebungen handle, die mit der alten Verlegung der Hauptwasserscheide auf die südliche Parallelkette zusammenhängen.

Aus alledem darf man nicht vielleicht schließen, daß die meisten Täler des Kaukasus vor der Eiszeit ein- oder mehrfach terrassierte Abhänge besaßen, und daß mindestens die Einsenkung eines langen, engen Grabens in die älteren breiteren Talformen in ihnen das Gewöhnliche war. Wir dürfen vielmehr annehmen, daß gerade bei den engeren Seitentälern eine einfache V-Form des Profils nicht selten war. Denn in solchen Tälern waren die Talböden nicht so breit, um noch lange in der Form von Terrassenresten zu bestehen, ferner senkt eine jugendliche Zerschneidung die talaufwärts wandert, zwar zunächst einen engen Graben in die Talmitte ein, dieser aber beginnt sich schon während seines Emporgreifens in die Talursprünge im Unterlaufe zu erweitern auf Kosten der älteren Gehängeböschungen, so daß wieder eine einfache V-Form des ganzen Tales entsteht. Was für Seitentäler gilt, gilt auch für die engen Oberläufe von Haupttälern.

Außer solchen neuerlich einfach gewordenen Tälern gab es in den beschränkten Gebieten vulkanischer Tätigkeit eine besondere Art einfacher Täler, hier wichtig, weil Distels Beobachtungen auch die Ostseite des Elbrus einbezogen. Diese Täler sind jung und im Kasbekgebiet zum Teil sogar während der Eiszeit entstanden. Dort erfüllten Lavaströme ältere Talstrecken und boten dem Wasser neue Abflußrinnen zwischen älteren Gehängen und ihren Ufern oder dort, wo sie halb erstarrt aneinanderstießen. Die so veranlaßte neue Talbildung war natürlich ganz frei von den Folgen älterer Gebirgshebungen. Etwas ganz Ähnliches scheint auch am Elbrus, und zwar vor der Eiszeit der Fall gewesen zu sein. Wiederholt erwähnt Distel, daß Laven die höheren Kammpartien einiger vom Elbrus ausgehender Täler bilden, während in ihren tieferen Teilen die altkristalline Unterlage zutage tritt. Dies spricht sehr dafür, daß diese Täler zwischen zwei Lavaströmen angelegt wurden, die nach Erfüllung älterer Täler in der Nähe der altkristallinen Wasserscheiden mit einer Rinne zusammenstießen, so daß die solchen Rinnen folgenden Gewässer bald die Unterlage anschnitten und weiterhin eine Umkehrung des Reliefs herbeiführten. Trotz Distel erscheint mir jede andere Erklärung unnatürlich, weil sie verlangt, daß die Lavaströme erst eine Art Kammwanderung antraten, anstatt gleich in den Hintergrund der Täler hineinzufließen, die zufällig eine ungefähr radiale Richtung zum entstandenen Vulkan besaßen.

Damit ist das Wichtigste zusammengefaßt, was sich über das präglaziale Aussehen des Kaukasus sagen läßt, in dem es übrigens stellenweise

auch hochgelegene Ebenheiten wie scharfe Kämme in tiefer Lage gibt. All das aber gibt fast keinen Anhaltspunkt, wie man sich sein Aussehen an bestimmten, noch nicht näher untersuchten Stellen zu denken habe.

Würde man sich ganz einigen Gedankengängen Distels hingeben, so wäre diese Frage in vielen Fällen bedenklich einfach zu lösen. Seit er nämlich in den Hohen Tauern gefunden hat, daß dort die Tröge mit Schultern auf ein präglaziales Tal zurückgehen, welches in der Mitte durch einen jugendlichen Graben vertieft war¹⁾, bekämpft er die Theorie der Übertiefung im Stromstrich, welche in den „Alpen im Eiszeitalter“ zur Erklärung des Trog-Schulterprofils vorgeschlagen worden ist, und seit er im Baksangebiet überhaupt „ganztalige“, d. h. schulterlose Tröge entdeckte, hält er unter Ablehnung der Übertiefung, die er bereits als „so genannte“ bezeichnet, ein solches präglaziales Talprofil mit oben flachen, unten steilen Abhängen offenbar für notwendig, damit tief unter dem Eise Tröge mit Schultern und Trogschluß entstünden, so daß ohne solche Voranlage nur schulterlose Tröge vorkommen. Wäre das richtig, so könnte man häufig sagen: dort, wo Reinhard die Tröge mit Schultern sah, war sehr wahrscheinlich vor der Eiszeit eine Talform vorhanden, wie sie Distel für die Hohen Tauern angenommen hat, dort wo Distel „ganztalige“ Tröge mindestens bis nahe zur Gletschergrenze fand, bestanden vor der Eiszeit einfach V-förmige Täler. Da die Beobachtungen beider Forscher sich auf den hohen zentralen Kaukasus beziehen, wäre diese Schlußfolgerung schlimmer als bedenklich. Man kann nur darauf hinweisen, daß Reinhard's Beobachtungen Distel nicht bekannt sein konnten, in welchem Falle er kaum aus negativen Merkmalen im Kaukasus eine so schroffe prinzipielle Verallgemeinerung seiner Theorie der Tauerntröge geschöpft hätte. Niemand kann bestreiten, daß nicht auch im Kaukasus Fälle möglich sind, wo die Distelsche Erklärung der Tauerntröge zutrifft, aber gerade die neuesten Untersuchungen, seine eigene inbegriffen, ergeben, daß man ganz gewiß auch mit anderen Möglichkeiten der Entstehung des Taltroges mit Schlußwand und Schultern zu rechnen habe.

Viel sicherer ist alles das, was wir über die quartäre Gletscherwirkung im Kaukasus sagen können. Forscher wie v. Déchy und v. Reinhard berichten in einer Weise von Trogformen in diesem Gebirge, welche den Schluß zuläßt, daß es sich um dieselben Gebilde handle, die früher schon in den Alpen so genannt wurden. Genauere Beschreibungen einzelner Tröge wurden dabei nicht gegeben, woraus wohl zu schließen ist, daß die Ähnlichkeit so groß ist, daß die Genannten ihre Anschauungen

¹⁾ Ich persönlich halte diese Ansicht Distels mindestens in den Oberläufen der Tauerntäler für zutreffend.

einer Rechtfertigung nicht für bedürftig erachteten. Profile und Abbildungen bestätigen, soweit dies möglich ist, durchaus diesen Eindruck. Gleichwohl ist es nun von besonderem Wert, daß Distel als Gegner dieser Anschauungen auch genauere Beschreibungen der Tröge liefert, welche im Baksangebiet so bedeutsam von den alpinen abweichen sollen. Dabei muß zunächst betont werden, daß Distel als Hauptmerkmale eines alpinen Troges das Vorhandensein von Schultern seitlich darüber und oft auch eines Trogschlusses ansieht. Hier ist der Begriff des alpinen Troges so enge gefaßt, daß es an sich kaum überraschen würde, wenn er in einem kleinen Teile des Kaukasus nicht beobachtet worden wäre. Auch in den Alpen haben so manche Trogtäler keine Schultern, sondern an ihrer Stelle Kare, Karterrassen, oder selbst ein den ganzen Talquerschnitt einnehmendes U-Profil¹⁾. Daß statt der Schultern Kare und Mulden über der Trogform seitlich auftreten, fand Distel auch im Baksangebiet (Irikta), ebenso wie Reinhard in viel größeren Teilen des Kaukasus vorwiegend Tröge mit Schultern und öfter mit Trogschlüssen fand. Daraus läßt sich heute nicht einmal folgern, daß die verschiedenen Arten Trogformen in den Alpen einen anderen Anteil an der Gesamtzahl haben, wie im Kaukasus.

Für das Aussehen dieser Tröge im einzelnen besitzen wir nur durch Distel nähere Angaben. Danach zeigen sie entweder ein kastenförmiges Profil, wo Anschwemmungen die Talsohle darstellen, welche unten mit Ecken an die steilen Gehänge stoßen, oder ein U-förmiges Profil, wo Schutthalden zwischen Trogwänden und der Talsohle einen rundlichen Übergang herstellen. Beide Arten der Taltröge kennen wir auch aus den Alpen, wo uns aber auch die Erkenntnis erwuchs, daß die ursprüngliche dem Felsen vom Eise aufgeprägte Trogform gleichfalls U-förmig ist. Wo feste Sporne und Riegel zwischen Becken in den Alpentrögen auftreten, können wir uns oft davon überzeugen, daß im Anstehenden unverhüllt und wenig verändert, ein U-förmiger, d. h. unten rundlicher Querschnitt das gewöhnliche ist. Da bisher im Kaukasus nur wenige Becken als Felswannen gefunden wurden, scheint viel seltener als in den Alpen die Möglichkeit zu bestehen, auf den Riegelstrecken dazwischen die ursprüngliche glaziale Trogform zu beobachten. Es herrschen demnach, soviel bekannt ist, die durch Schutthalden und Anschwemmungen beeinflussten Trogformen noch vielmehr vor als in den Alpen. Daraus folgt aber nicht das geringste für einen wesentlichen Unterschied der Trogformen in beiden Gebieten. Wenn Distel glauben machen will, daß im Baksangebiet und anderwärts die Trogform auch im Anstehenden kastenförmig sei, so bedient er sich hierbei ganz willkürlicher Annahmen über Formen, von denen man nichts sieht.

¹⁾ Zu den letzten gehören manche sogenannte „verlängerte“ Kare und besonders viele Tröge der Kalkalpen.

So z. B. nimmt er nach seinen Zeichnungen an, daß die Felsunterlage der Schutthalden horizontal sei und daß das Gehänge hinter den Schutthalden eine gerade Verlängerung des Gehänges darstelle, welches heute über ihnen sichtbar ist — ein höchst bedenkliches Verfahren. Dasselbe hat den wohl nicht ungewollten Erfolg, daß hierbei die Unterschiede zwischen Trog-tälern und kastenartigen Flußtälern verwischt werden. Wir halten uns daran, daß die Trogformen im Kaukasus, wie sie nun beschrieben wurden, so mit dem Gebiete der alten Vereisung zusammenfallen, daß Reinhard sie nach der Einwerstkarte heranziehen konnte, um die Angaben der Literatur über Endmoränen nachzuprüfen.

Die meist postglazialen Zerstörungen an glazialen Formen könnte man theoretisch ganz am Schluß zusammenfassen. Da wir es aber mit einem noch nicht gar so genau erforschten Gebirge zu tun haben und in der Natur die glazialen Formen nicht für sich auftreten, empfiehlt es sich, an jeder Formgattung die durch das Wasser und die Verwitterung später hervorgerufenen Umwandlungen einzeln zu betrachten. Jene Zerstörung von Trogformen, welche durch die Zerschneidung aller Stufenmündungen entstand, kann erst gewürdigt werden, wenn wir uns vergewissert haben werden, daß auch die Stufenmündungen der Seitentäler im Kaukasus eine Folge der glazialen Übertiefung sind und nicht schon früher da waren. Was hingegen die Verwitterung leistete, kann schon jetzt erwogen werden. Distel machte Beobachtungen, wonach in den Hochregionen des von ihm besuchten Gebietes diese Art der Zerstörung heftiger als in den Alpen arbeitet. Jäher Witterungswechsel, starke Insolation, sehr steile Böschungen, und Waldmangel wirken dabei zusammen.

Angesichts dieser Umstände sind zwei Abbildungen (13 und 22) bei Distel von besonderem Wert, welche uns zwei Täler aus der Verlängerung zeigen. Die Aufnahmen sind sehr gut und in einem Falle mit solcher Sorgfalt gemacht, daß Distel dem Bilde einen über das gewöhnliche Maß hinausgehenden theoretischen Wert zuerkennt. Die eine Abbildung stellt ein Tal dar, das nach Distel „keine Spur von Trogform“ zeigt, von dem er übrigens glaubt, daß es nie eine besessen habe, das andere abgebildete Tal nennt er „charakteristisch trogförmig“, „wie kaum ein zweites Quelltal des oberen Baksan“. Es kann dem sachkundigen Leser überlassen werden, zu beurteilen, welches der abgebildeten Täler mit einer dieser Beschreibungen gemeint ist. Vielleicht rät mancher umgekehrt, als es Distel gemeint hat, besonders wer mit einem Trog mehr die Vorstellung eines U-förmigen Profils als eines V-förmigen Kastens mit schmaler Sohle verbindet. Es ist sehr wichtig, daß die erwähnten Abbildungen die Extreme in der Deutlichkeit von Trogformen im Baksangebiet vorstellen, wir können ruhig sagen, die Extreme in der Güte des Erhaltungszustandes eiszeitlicher Tröge,

und es wird sich noch rechtfertigen lassen. Ich möchte auf Grund derartig verwaschener Trogformen lieber keine weitgehenden Schlüsse aufbauen. Auch der Mangel an Schultern, welcher Distel das Recht gibt, von „ganz-taligen“ Trögen zu sprechen, ist da vielleicht nicht das Ursprüngliche. Wir dürfen dabei daran denken, daß von Haus aus sehr steile Schultern rascher und leichter durch Verwitterung, mit Trogwänden darunter zu einer Böschung verschmelzen als flachere¹⁾. Noch eine Hypothese wird sich zur Weiterarbeit in diesen Gebieten empfehlen. Im Gegensatz zu den Alpen sind Bergstürze im Kaukasus auffallend selten gefunden, bzw. erwähnt worden. Distel fand im ganzen oberen Baksangebiet nur zwei, von denen mindestens einer auch als stadiale Moräne aufgefaßt werden kann. Sollten bei der Übersteilheit der Kaukasusgehänge die durch die glaziale Untergrabung veranlaßten Bergstürze und Rutschungen nicht schon zur Zeit des Rückzuges der eiszeitlichen Gletscher niedergegangen sein, als die von Reinhard festgestellten stadialen Gletscher noch die Täler einnahmen? In diesem Falle wäre das Bergsturzmaterial von den Gletschern und ihren Abflüssen mitgenommen worden. Die Folge wäre gewiß eine Umformung der früheren Tröge gewesen, bei der auch ein vorhandener Unterschied zwischen Schultern und Trogwänden häufig verwischt werden konnte. Gerade im zentralen Kaukasus träfen die Annahmen für diese Voraussetzung zu.

Nicht nur die Trogformen, auf deren Zustand im Kaukasus wir noch zurückkommen, sondern auch die Stufenmündungen der Seitentäler sind dort wie in den Alpen auf das engste mit der früheren Ausbreitung der Gletscher und mit den Lehren der Gletschererosion in Übereinstimmung. Mit den Trogformen zusammen konnte sie Reinhard bei Benützung der Moränenliteratur zur Prüfung der Angaben heranziehen. Diejenigen von den Stufenmündungen, welche im oberen Baksangebiet vorkommen, streicht Distel aus der Reihe glazialer Übertiefungsformen, indem er sie für „fluviatil ohne weiteres verständlich“ erklärt. Dies ist jedoch eine Behauptung, die ohne weiteres den Beweis für überflüssig erklärt, den sie ohne Umstoßung bewährter Forschungsergebnisse und ohne weitere Erkennt-

¹⁾ Lehrreich ist in dieser Hinsicht Abb. 4 bei Distel, die das obere Baksantal, talaus gesehen, zeigt, von einem Ort aus, der etwa 20 km vom heutigen Flußursprung (Asaugletscher) entfernt ist. Die Landschaft erinnert wegen ihrer großen Schwemmkegel an den Vintschgau. Das Tal ist wie die glazialen Tröge „gestreckt“, und erlaubt auf etwa 15 km einen freien Durchblick, der nicht vorhanden wäre, wenn die öfter sichtbaren flachen höheren Gehängepartien nach unten verlängert würden, wo sie heute in steile untere übergehen. Die Schutthalden tragen nicht wesentlich zum Trogcharakter bei. Die Verwitterung, der sie ihr Dasein verdanken, hat an mehreren Stellen schon die Folge, daß der Gegensatz von Trogwänden und höheren schulterartigen Formen zugunsten einer einheitlichen Gesamtböschung des Gehänges zurücktritt.

nisse auf dem Gebiet fluvialer Erosion gar nicht beibringen könnte. Wenn ein Nebental, dessen fluviales Einzugsgebiet vom Haupttalgebiet an der Einmündung nur um das Zwei- bis Fünffache übertroffen wird, gleich um 200—400 m höher ausmündet, so ist ein solches Zurückbleiben der Tiefenerosion des Nebenflusses so ungeheuer, daß es in nie vergletschert gewesenen Gebieten auch nicht annähernd beobachtet wurde.

Außer diesen allgemeinen Gründen für den glazialen Charakter der Stufenmündungen im Kaukasus findet sich sowohl bei Reinhard wie bei Distel ein Fall, wo direkte Gründe dafür sprechen, daß die betreffenden Stufenmündungen durch glaziale Übertiefung entstanden sind. Reinhard beschreibt eine 200 m hohe Stufe im Ardóntal oberhalb der Mündung des Zeitales bei St. Nikolai. Der den Nebenfluß stark übertreffende Ardón hat diese Stufe seither als eine der Flußerosion nicht entsprechende ganz zersägt. Das Zeital mündet unterhalb der Stufe gleichsohlig ins Haupttal. Sieht man von der Hydrographie ab, so zieht sich hier ein Haupttrog aus dem Zeital ins Ardóntal unterhalb St. Nikolai, in welchen der Trog des oberen Ardóntales stufenförmig mündet, wie ein Seitentrog. Diese Tatsache ist nur glazial verständlich, weil hier der Ardóngletscher durch Abschmelzung schon so geschwächt war, daß er vom kleinen Zeigletscher an Stärke übertroffen wurde. Noch beim ersten von Reinhard gefundenen Rückzugsstadium drang der Zeigletscher hier ins Haupttal, während jener des großen Ardóntales schon viele Kilometer oberhalb abgeschmolzen war. Es kommt also auch im Kaukasus vor, daß ein kleineres Seitental am Zusammenfluß den stärkeren Gletscher, das Haupttal den schwächeren führte. Solche Fälle beweisen die glaziale Übertiefung ganzer Talstrecken direkt, werden aber von Anhängern fluvialer Erklärung der Stufenmündungen nicht nach Gebühr beachtet. Weniger einfach, aber in doppelter Hinsicht lehrreich ist ein von Distel beschriebener Fall. Das von ihm besuchte Irik-tal hat einen linken Quellast; das Tal „Irik-tschat-Kara“. Obwohl fast halb so groß an Einzugsgebiet wie das Irik-Quelltal hat es eine 400 m hohe Stufenmündung. Das hindert Distel nicht, zur Erklärung auf diese sehr mäßige Überlegenheit des rechten Quellflusses hinzuweisen. Nun wird aber der größere Teil des (rechten) obersten Irik-tales vom Irikgletscher eingenommen. Auch dieser liegt noch 200—300 m tiefer als die von der Vereinigung der Quellflüsse gleichweit entfernten Teile des Talbodens im Tal Irik-tschat-Kara. Diese den Profilen Distels entnommene Tatsache stößt die fluviale Erklärung um. Sollte die viel größere Tiefe des rechten Quellastes auch dort durch die überlegene Stärke des rechten Quellflusses erzeugt worden sein, wo heute der Gletscher liegt, zu einer Zeit, als dieser nicht vorhanden bzw. viel kürzer war? Es ist an sich sehr viel wahrscheinlicher, daß, umgekehrt, der Irikfluß heute so tief

fließt, weil einst der Irikgletscher größer war und das ganze rechte Quelltal mehr übertiefte, als der linke Ursprungsgletscher das Tal Irik-tschat-Kara. Die Voraussetzungen dafür waren in der Eiszeit völlig gegeben. Nun kommen aber zwei wichtige Umstände in Betracht, welche diese wahrscheinlichere Hypothese als einzig annehmbare erweisen. Distel selbst fand im rechten Quellast Ablagerungen, die ihn zum Schlusse nötigten, daß der Irikgletscher einmal schon viel kürzer als heute war. Sie beweisen aber, daß sein im selben Maße weiter oben entspringender Abfluß dann nicht vor dem Gletscher erodierte, sondern die Talsohle erhöhte. Die tiefere Lage der heutigen Gletscherzunge im Vergleich zum linken Quelltal ist daher mit der Hypothese überlegener Erosion des damals höher entspringenden Flusses unvereinbar. Der zweite wichtige Umstand ist die fast 200 m hohe Stufe, über die zum Teil die Zunge des Irikgletschers herabhängt. Sie liegt von der Vereinigung beider Quelltäler ungefähr ebensoweit talaufwärts entfernt (1.5 km), wie das obere Ende der Schlucht, welche die 400 m hohe Mündungsstufe des Irik-tschat-Kara-Tales zerschneidet. Dies weist darauf hin, daß die 200 m Stufe um jenen Betrag zurückgerückt ist, also einst an der Vereinigungsstelle der Quelltäler gelegen habe. Tatsächlich ist sie dort als Konfluenzstufe verständlich. An der Rückverlegung hätte wegen der deutlich breiten Form der Stufe nicht nur der Irikfluß, sondern auch der Gletscher gearbeitet, als er noch länger war. Nur die Übertiefungstheorie kann diese Stufe befriedigend erklären. Danach mußten die beiden Ursprungsgletscher nach ihrer Vereinigung das Stammtal stark vertiefen. Der eigenen Stärke jedes Gletschers entsprechend, blieb die Vertiefung des größeren Quelltales nur 200 m, jene des kleineren um 400 m hinter jener des vereinigten Iriktales zurück.

An zwei beweiskräftigen Stellen konnte also gezeigt werden, daß das Tal des schwächeren Gletschers von ihm weniger vertieft wurde, als das Tal des stärkeren von diesem. Darin liegt aber die Ursache aller glazialen Stufenmündungen. Sogar die vom Standpunkte der glazialen Übertiefungslehre bedeutsame Verwandtschaft von Konfluenzstufen und Mündungsstufen tritt uns auch im Kaukasus entgegen, wie die Fälle des Zeitaues und des Iriktales lehren. Wir haben also allen Grund, die bekannt gewordenen Stufenmündungen des Kaukasus als glaziale Formen ebenso wie diejenigen der Alpen anzusehen.

Nun ist auch ihre Zerschneidung durch tiefe, lange Bach- und Flußschluchten als ein Werk der Postglazialzeit und vielleicht der noch nicht erwiesenen Zwischeneiszeiten anzusehen. Gerade sie lehrt uns, wie gewaltige Zerstörungen die glazialen Formen des Kaukasus inzwischen erlitten haben, trotz der, geologisch gesprochen, sehr kurzen Zeit, die dafür zu Gebote stand. In den weichen Gesteinen des Ardóngebietes münden viele der bis zu 20 km

langen Seitentäler bereits wieder gleichsohlig, weil die alte Stufenmündung in den Mittellauf der Täler emporgerückt ist, wo sie als Gefällssteigerung der Flüsse in schluchtartiger Enge angedeutet ist. Der Trogboden des Taloberlaufes läßt sich dann öfter als Terrasse über der Talenge auswärts verfolgen. Im Talunterlauf hat in mehreren Fällen eine solche fluviatile Erweiterung stattgefunden, daß seither selbst breite Talsohlen entstanden; über ihre Aufschüttungen fließen im Frühjahr solche Wassermassen breit dahin, daß die Siedlungen des trogförmigen Taloberlaufes wochenlang von der Welt abgeschnitten sind¹⁾. Im kristallinen Baksangebiet ist eine solche starke Umformung der Täler seit der Eiszeit ebensowenig gefunden worden, wie in den Alpen. Immerhin erreichen die Schluchten der Mündungsstufen 3—5 km Länge bei Tälern von 10—15 km Erstreckung. Die Gleichsohligkeit der Mündungen kleiner Täler könnte daher nicht als Beweis gegen die Lehren der Übertiefung gelten. Zuerst müßten sie daraufhin untersucht werden, ob nicht oberhalb Stufen vorkommen, für die eine Entstehung an der Mündung angenommen werden kann.

Auf den Strecken der fluviatilen Zerschneidung alter Mündungsstufen ist natürlich die Erhaltung der Trogformen noch gefährdeter gewesen als sonst. Dies muß erwähnt werden, weil Distel im aperi- Teil des Adülsutales „jede Spur von Trogform“ vermißt, gleich auch glaubt, es sei nie eine dagewesen und dies zur Unterstützung weitgehender Behauptungen benützt. Dem muß folgendes entgegen gehalten werden. Es handelt sich um Talstrecken von höchstens 7 km Länge zwischen den heutigen Gletscherenden und der Mündung ins Baksantal. Dabei gabelt sich das Adülsutal bereits 3 km oberhalb seiner Mündung das erstemal. Entsprechend den Erscheinungen der Nachbartäler, wo die unteren 4—5 km von der Stufenmündung aufwärts ganz zerschnitten sind, liegt fast das ganze aperi- Talstück des Adülsutales im Bereiche der fluviatilen Zerschneidung, welche hier der stärkste Zufluß des Baksan ausüben mußte, da, wie bei den übrigen Tälern derselben Größenordnung eine frühere Mündungsstufe anzunehmen ist. 3 km oberhalb der Mündung war wohl überdies Gelegenheit zu energischer Zersägung von Konfluenzstufen, wofür die in den Quelltälern etwas talaufwärts liegenden Stufen sprechen, für die es keine Erklärung giebt, die aber als rückverlegte verständlich sind. In einem kurzen Talunterlauf, welcher einer so gewaltigen fluviatilen Vertiefung unterlag, wäre das Fehlen jeglicher Trogsuren kein Wunder, ist aber der Schluß, eine solche habe

¹⁾ Bis zur einfachen V-Form von Talesbreite sind auch in den Alpen längere Stufenschluchten im Unterlauf erweitert. Dieses Verhalten spricht sehr für die oben (S. 219) ausgesprochene Meinung, daß eine jugendliche Zerschneidung engerer Flußtäler gewöhnlich nicht dazu führt, daß ein enger Graben das Tal vom Ursprung bis zur Mündung in seiner ganzen Länge durchzieht, wie es doch die glazialen Tröge tun.

nie bestanden, angesichts der Spuren glazialer Wirksamkeit in der ganzen Gegend jeder Beweiskraft bar. Darum habe ich dieses Tal nur als ein Belegstück für stark verwischte Trogformen des Gebietes hingestellt (vgl. Seite 222/223).

Da wir die Trogformen und die Stufenmündungen des Kaukasus als Wirkungen der Gletschererosion ansehen müssen, deren Eigentümlichkeiten mit dem Ausdruck Übertiefung zusammengefaßt sind, ist es auch anzunehmen, daß die anderen Felsstufen im Längsschnitt der Täler auf dieselbe Ursache zurückgehen. Diese Talstufen sind keine Seltenheit. Eine systematische Untersuchung solcher, wenn auch in einem kleinen Teile des Kaukasus, ist vom Standpunkte konsequenter Durchführung der Glazialtheorie als Arbeitshypothese noch nicht unternommen worden. Um aus ihnen die Härtestufen auszuscheiden, müßte erst eine viel genauere Kenntnis der Gesteinsverschiedenheiten erworben werden. Die anderen dürften meist Konfluenzstufen sein. Freilich müßte man bei ihnen dies wahrscheinliche Maß ihrer Rückverlegung im Auge behalten, wie man es durch das Studium der Mündungsstufen findet, wenn sie an Ort und Stelle glazial unerklärbar erscheinen. Unter diesem Gesichtspunkt lassen manche der von Distel erwähnten, bzw. in seinen Talprofilen eingezeichneten Stufen ohne Zwang eine Deutung als Konfluenzstufen zu. Ein endgültiges Urteil, ob und wo es sich um solche handelt, ist freilich erst möglich, wenn sie nach Berücksichtigung der Emporverlegung an keiner Stelle fehlen, wo sie nach den Regeln der Übertiefung zu erwarten sind. Zur Vornahme dieser Prüfung fehlen aber bisher in den höchsten Teilen des Kaukasus mehr noch als in jenen der Alpen die Unterlagen. Zuerst muß man nämlich die Mächtigkeit der alten Gletscher, ihre Ernährungsart und die Strömungsverhältnisse kennen. Da ist es sehr auffallend, daß Distel morphologische Spuren einst höherer Gletscherstände überhaupt nur im Bereich der rezenten Gletscher und auch dort nur vereinzelt 30 bis 50 m darüber fand, ohne daß es feststeht, ob diese den höchsten Gletscherstand markieren.

Dieser Punkt ist später noch in anderem Zusammenhange zu behandeln. Falls die maximale Mächtigkeit der alten Gletscher nahe dem Ursprung größer wäre, als bisher vermutet wird, wo sichere Spuren fehlen, ergäben sich öfter besonders in den höchsten, auch heute vereisten Gebirgstteilen andere Strömungsverhältnisse, als sie die jetzigen Gletscher zeigen. Diese können also nicht immer zum Ausgangspunkt für die Beurteilung der quartären Verhältnisse des Gletscherzusammenflusses gemacht werden. Eine weitere Schwierigkeit liegt in den höchsten Regionen in der Unkenntnis der eiszeitlichen Ernährungsverhältnisse. Unter Schneegrenze versteht man gewöhnlich nur die untere, unterhalb welcher der dort gefallene Schnee

immer wieder zur Abschmelzung gelangt. Es gibt aber auch eine obere, über der die noch möglichen Niederschläge so gering ausfallen, daß ebenfalls keine dauernde Schneedecke, geschweige Vergletscherung fortkommen könnte. Falls diese, wie es wahrscheinlich ist, zur Eiszeit auch tiefer als heute lag, vollzog sich lange Zeit das Wachstum und die Ernährung der Gletscher nicht aus den höchsten Firnmulden und Ursprungstälern her, sondern etwas tiefere Teile der Landschaft wurden zum eigentlichen Sammelgebiet der Haupteismassen, während tributäre Kargletscher und solche kurzer Hängetälchen damals fehlten oder weit weniger als heute zur Ernährung der obersten längeren Talgletscher beitrugen.¹⁾ In diesem Falle ergäben die Regeln der Übertiefung ganz andere Bedingungen für die Entstehung von Konfluenzstufen, als sie heute scheinbar vorliegen.

Es ist ein Verdienst der Untersuchung Distels, daß man bei der Lektüre auf neue Probleme der Glazialforschung gewiesen wird und auf Möglichkeiten ihrer Lösung, sowohl in den Alpen wie im Kaukasus. Ohne den Reichtum an sehr ansprechend vorgelegten Tatsachenmaterial wäre diese Betrachtungsweise unmöglich, mag sie immerhin grundsätzlich von dem Forscher abgelehnt werden.

Schon früher wurde erwähnt, wie spärlich und räumlich beschränkt im Baksangebiet Schliffkehlen und -kerben auftreten. Häufiger, wenn auch meist schlecht erhalten, sind sie im Kaukasus überall dort, wo Reinhard gearbeitet hat. Dieser Unterschied regt zu einem Erklärungsversuch an. Im Gegensatz zum Baksangebiet, wo die Quertalnatur des Hauptastes vorherrscht, besuchte Reinhard meist Längstäler, in denen ein verhältnismäßig hoher Stau gegeben war. Dieser bedingt nun eine lange in gleicher Höhe liegende Gletscheroberfläche und begünstigt so die deutliche Ausbildung von Schliffgrenzen in der Form von Kehlen und Kerben. Wo ein solcher Stau fehlte, so besonders in Quertalgletschern, ist die Möglichkeit zu erwägen, daß die Gletscher, sowie sie ihren Untergrund vertieften, auch oberflächlich langsam einsanken, was der Ausbildung deutlicher Uferspuren durchaus entgegensteht. Es ist wohl kein Zufall, daß Distel die meisten Uferspuren früherer Gletscherhochstände im Adülsu-Talgebiet fand, wo vier große Talgletscher nur einen schmalen Ausgang hatten. Hier war also ein gewisser Stau begründet, wie sonst in keinem

¹⁾ Distel erwähnt im Jusengebiet (S. 53) eine stellenweise Ausaperung der Nährgebiete, welche dafür spricht, daß man sich dort nicht allzuweit von der oberen Schneegrenze befindet. Überhaupt ist sowohl nach der Karte wie nach Abbildungen Distels der Bestand der höchsten Talgletscher des Kaukasus heute durchaus nicht von der Eiszufuhr aus allen Karen und Seitentälchen abhängig, weil deren Gletscher den Hauptgletscher nicht mehr erreichen.

Seitental des Baksan¹⁾. In diesem Zusammenhange kann nebenbei betont werden, daß ein Einsinken der Gletscher der Ausbildung einer besonderen Trogform zwischen flacheren Gehängepartien günstig ist, wobei allerdings kein scharfer Trogrand auftreten könnte.

Der Umstand, daß vielleicht Schliffkehlen und -kerben mancherorts im Kaukasus gar nicht entstanden oder nur angedeutet wurden, verhindert nicht die Erkenntnis, daß ihr Fehlen oft auch durch die starke Zerstörung erklärbar ist. Dafür spricht der schlechte Zustand, in dem Reinhard gewöhnlich die Schliffkehlen fand und manche der Photographien im Werke Distels. So zeigt sich auf Abb. 30 an einem ganz langen Gehänge links des Kaschchagletschers keine Spur einer Schliffgrenze, obwohl dieser dem genannten Adülsugebiet angehört, wo ein gewisser Stau gegeben war. Die Uferformen machen also keine Ausnahme hinsichtlich des vorgeschrittenen Zerstörungszustandes der glazialen Kaukasusformen, besonders außerhalb der heutigen Vereisung. Damit soll die Erörterung der glazialen Formen des Kaukasus nach Distel und Reinhard geschlossen werden.

Über das Verhältnis präglazialer Formen zu eiszeitlichen im Kaukasus ließe sich noch manches sagen, was aber ohne längere Ausführungen über die Formen vor der Eiszeit nicht klargemacht werden könnte. Das allgemeine Ziel, welches diese Betrachtung erstrebte, erscheint mir erreicht.

Der Kaukasus ist sowohl seiner Höhe nach wie nach den Hauptzügen seines Reliefs ein alpines Hochgebirge, in dem zur Eiszeit die Gletschererosion gewaltig an der Arbeit war und alle jene Formen entstanden, welche auch in den Alpen als Zeugen derselben gelten. Darunter sind nicht nur Kare und Becken, sondern auch die Folgen der Übertiefung verstanden, die in der Hauptsache in der stärkeren Erosion besteht, welche die Hauptgletscher im Vergleich zu Nebengletschern und schwächeren unter sonst gleichen Umständen leisteten. Die morphologischen Unterschiede zwischen Kaukasus und den Alpen beruhen erstens auf der geringeren Ausdehnung der quartären Vereisung sowohl an sich, wie im Vergleich zur Größe des Gebirges, zweitens in dem höheren Grade der seitherigen Zerstörung. Zum Dritten wäre noch der Umstände zu gedenken, welche bei den alten Kaukasusgletschern den so großen Stau der alpinen hinderte, und der Folgen, die möglicherweise das Aufräumen des Gebirges über die obere Schneegrenze nach sich ziehen mußte. Es handelt sich überall um ursprünglich quantitative Unterschiede, welche aber doch auch die Art der Formen besonders ihr gegenwärtiges Aussehen beeinflussen. Wenn

¹⁾ Ich möchte außer den von Distel erwähnten Schliffspuren auf die Kehle am rechten Gehänge des Schcheldügletschers (Adülsugebiet) hinweisen, welche auf Abb. 28 links oben sichtbar ist, und für einen einst 200 m höheren Eisstand spricht, so ähnlich ist sie alpinen Schliffkehlen, die ich sowohl von ferne wie aus der Nähe kenne.