

Herbert Louis

München

DIE VOM GRUNDRELIEF BEDINGTEN TYPEN GLAZIALER EROSIONSLANDSCHAFTEN

Abstract

The type of mountain-landscape formed by glacial erosion which is generally treated in our textbooks and which is characterised by deep trough-valleys and hanging glacial cirques and tributary troughs is frequent in the Alps. But it is neither the only nor the most simple shape of the mountain-landscape formed by glacial erosion.

If mountains are but little dissected, that means that the valleys are not as deep as 400 to 500 m, then such mountains, if they rise above the snowline, use to develop plateau-glaciation, and wide regions of *roches moutonnées* arise, if the process continues for a long time.

If the mountains are dissected to a moderate degree, i. e. more than 400 to 500 m, but less than 800 to 1 000 m, then such mountains are formed by strong valley glaciation to landscapes of a characteristic kind. I should like to call them glacial - erosion - reliefs of moderate depth. The cirques and the troughs are situated here nearly in the same level of the relief. Steps occur, but they are low in comparison with the height of the trough-walls or cirque-walls. So we can say: the relief is one-storied.

The glacial-erosion-relief of moderate depth may be narrow or wide. That is dependent on the general character of the valley cutting. Examples are shown especially from America.

If the valleys are deep, i. e. more or much more than 1 000 m deep, and if the general character of the dissection is narrow, then results the deep and narrow glacial-erosion-relief. It has very deep so called simple troughs as in parts of the western Alps, the Caucasus, the Himalayas. These troughs begin with cirquelike trough-heads, the walls of which are much higher, however, than the walls of normal cirques. Normal cirques are seldom in these landscapes through lack of flat space.

If the deep glacial-erosion-relief, which is more than 1 000 m deep, has more gentle areas in the height, then results the two-storied glacial-erosion-relief.

But there are three important kinds of this two-storied glacial-erosion-relief. The first is the extremely two-storied glacial-erosion-relief or two-storied glacial-erosion-relief with field-niveau such as in the Sierra Nevada of California or in the Norwegian Highlands. Here the preglacial relief was distinctly gentle in the height and was dissected by deep narrow valleys in the depth.

The second type of the two-storied glacial-erosion-relief is characterised by trough-shoulders which separate the deeper relief-story of the main-troughs from the higher story of the cirques and tributary troughs. These pronounced flat trough-shoulders have been proved by many studies in the Alps to be transformed ancient valley-terraces.

But there is a third form of the two-storied glacial-erosion-relief. Here the cirques and tributary troughs in the height and the main-troughs in the depth are separated from one another only by so-called „Schliffbords“. These are steep surfaces of glacial smoothing which cannot be interpreted as valley-terraces. In the two-storied glacial-erosion-relief with „Schliffbords“ there is no evidence of a valley-in-valley-plan of the preglacial relief.

The differences of forms here mentioned in my opinion are firstly dependent upon the character of the preglacial relief and not upon differences of the rocks or upon the duration of glacial action. Some evidence is given to prove this.

EINFÜHRUNG UND AUFGABESTELLUNG

Das Studium der Formen der Erdoberfläche hat ergeben, dass die Rundhöcker, die Kare und die Trogtäler durch Gletschererosion bzw. unter wesentlicher Mitwirkung von Gletschererosion gebildet werden.

Aber die Häufigkeit, die Ausbildung und die Einfügung ins Gesamtbild der glazialen Erosionslandschaft ist bei diesen drei Formenelementen von Gebiet zu Gebiet sehr verschieden.

Die Ursache hierfür kann entweder in Unterschieden der Gesteinsbeschaffenheit, oder in verschieden langer Dauer der Vergletscherungswirkung liegen, oder endlich in Verschiedenheiten des zugrundeliegenden präglazialen Reliefs. Zweifellos sind diese Ursachengruppen alle drei an der besonderen Ausprägung der verschiedenen Glazialerosionslandschaften beteiligt. Hier soll vor allem gezeigt werden, dass bestimmte Unterschiede des zugrundeliegenden präglazialen Reliefs für den Gesamthabitus der glazialen Erosionslandschaften besonders wichtig sind, und dass es möglich ist, aus gewissen Besonderheiten der Ausbildung und der Anordnung der vorher genannten glazialen Formenelemente in solchen Landschaften Schlüsse auf das zugrundeliegende präglaziale Relief zu ziehen. Diese Vorstellungen beruhen auf vergleichenden Feldstudien in einer ganzen Reihe von Gebirgen Europas und auf Literaturstudien über andere Gebirge, vor allem in Nord-Amerika.

Eine durch das vorher bestehende Grundrelief bewirkte Beeinflussung der Glazialerosion muss naturgemäss am stärksten bei denjenigen Typen der Vergletscherung erwartet werden, die dem Relief eingebettet, d.h. dem Relief untergeordnet sind, weil sich in ihnen die Eisbewegung, d.i. der morphologisch wirksame Faktor, dem vorher bestehenden Relief anpassen muss.

In den gängigen Lehrbüchern werden diese, durch heutige oder ehemalige Talgletscher oder Eisstromnetze geformten Gebirgslandschaften gewöhnlich nur durch eine Art der Vergesellschaftung von Karen, Trogtälern und Rundhöckerformen charakterisiert, in naher Anlehnung an die Arbeiten von A. Penck und W. M. Davis. Es gibt aber mehrere Typen dieser Formengesellschaften, die von einander merklich verschieden sind, und der nach Penck und Davis bisher bevorzugt dargestellte Typ ist durchaus nicht der einfachste von ihnen. Er ist vor allem dem Verständnis nicht am leichtesten zugänglich. Wenn man nach einfachen Verhältnissen sucht, so muss man Glazialerosionslandschaften mit nur mässig tiefer Gesamtzertalung ins Auge fassen.

SCHWACHES RELIEF, ALLGEMEINE RUNDHÖCKERLANDSCHAFT

Die Zertalung darf allerdings nicht zu geringfügig sein. Sie darf nicht wesentlich unter etwa 400 bis 500 m betragen. Sonst entsteht, wie die Erfahrung aus solchen Gebieten lehrt, soweit diese mit grösseren Arealen

über die Schneegrenze aufragen oder ehemals aufragten, eine Plateauvergletscherung, die zum mindesten im Nährgebiet die schwachen Reliefunterschiede unter sich begräbt. Die Ursache hierfür besteht zweifellos in der Zähigkeit des Gletschereises. Sie bewirkt, dass im Gebiet kräftigen Eismassenschubes, insbesondere also oberhalb der Schneegrenze, ansehnliche Reliefunterschiede nötig sind, um die allgemeine Tendenz des Eises zu fladenartigem Auseinanderfließen in den Abfluss längs einer oder weniger vorgezeichneter Bahnen zu drängen.

Bei zu schwachen Reliefunterschieden entsteht hiernach eine dem Relief übergeordnete, eine reliefunabhängige Vergletscherung. Sie gestaltet ihren Untergrund zu monotonen weiten Rundhöckerlandschaften. Wegen der beherrschenden Stellung der Rundhöcker in derartigen Landschaften kann man in diesem Falle von einer allgemeinen Rundhöckerlandschaft sprechen. Täler werden in ihr nur dann zu gut ausgebildeten Trogtälern umgestaltet, wenn sie ungefähr in der Richtung der allgemeinen Eisbewegung verlaufen und deswegen vom Eise bevorzugt benutzt werden. Das entspricht gerade auch den Erfahrungen, die die Schwedischen Herren Kollegen in ihrem Lande gewonnen haben.

MÄSSIG TIEFES RELIEF, MÄSSIG TIEFE GLAZIALEROSIONSLANDSCHAFT WEITEN ODER ENGEN GEPRÄGES

Wenn aber die Taltiefen grösser sind als etwa 400 bis 500 m, und wenn sie andererseits unter dem Betrag von etwa 800 bis 1 000 m bleiben, dann findet man bei kräftiger Talvergletscherung ganz spezifisch gestaltete, dem Relief eingepasste Glazialerosionslandschaften. Ich möchte sie die mässig tiefen Glazialerosionslandschaften nennen.

Die Täler sind in ihnen Trogtäler. Sie machen in vielen Fällen einen weiten, offenen Eindruck. Dies ist der Fall, wenn die Oberränder der Talhänge von der Mitte des Troggrundes aus unter einem Winkel von weniger als etwa 30° erscheinen.

In diesen weiten und wenig tiefen Trogtälern gehen Rundhöckerformen und mit ihnen Spuren des Eisschliffes gewöhnlich nur einige Zehner von Metern, kaum mehr als 100 m über den Troggrund empor. Darüber erheben sich rauhe Wände oder Hänge der subaërlen Denudation. Felsschwellen und -becken im Talgrunde sind vorhanden. Aber die Schwellen sind niedrig. Sie bleiben in der Grössenordnung einiger Zehner von Metern. Am oberen Ende eines solchen weiten, flachen Trogtales sitzt ein Kar oder eine Gruppe benachbarter Kare. Aber diese hängen nicht mit hohen Stufen über dem Troge. Nur eine niedrige Stufe oder

die Andeutung einer solchen ist meist vorhanden. Aber die Dimension dieser Stufen ist klein im Vergleich zur Höhe der Karwände. Es fehlt also eine deutliche Übereinanderstaffelung von Kar und Trogtal, wie sie meist in den Alpen vorhanden ist. Das am Talhaupt sitzende Kar bildet selbst unmittelbar den oberen Schluss des Troges. Diese Glazialtäler wirken gleichsam einstöckig (*one-storied*), weil in ihnen Karböden und Trogböden nahezu im gleichen Niveau sitzen. Ich möchte diesen Typus als die mässig tiefe und weiträumige glaziale Erosionslandschaft bezeichnen. Sie stellt sich dort ein, wo das vorglaziale Tälrelief offensichtlich nur mässig tief war, und wo gleichzeitig seine Talflanken nicht steil gewesen sind (Bild 1).

Die vom Gletscher bewirkte Talvertiefung dürfte in diesen Landschaften nicht sehr gross sein. Aber ihre Talhänge sind bei der Herausbildung der Trogform sicherlich versteilt worden. Beispiele dieses Formentypus geben die Gallatin Range in NW Wyoming (USA), die Hellgate Mts. im Bitterroot Gebiet von Montana—Idaho (USA) oder die Gebirge westlich von Butte in Montana. Sie sind in den nur mässig tief zerschnittenen, aber kräftig vergletschert gewesenen Gebirgen der südlichen Rocky Mountains nicht selten. Auch in den Torngat Mts. in Labrador ist dieser Landschaftstyp vertreten. Die entscheidende Formgebung muss in diesem, während des Maximums der grossen Vereisungen stets unter Inlandeis begrabenen Gebiet offenbar jeweils während der frühglazialen und spätglazialen Phasen erfolgt sein, besonders wohl während der erstgenannten. Die Formen von Westspitzbergen dürften ebenfalls dieser Formengruppe angehören. Allerdings ist wegen der noch heute starken Vergletscherung das Untergrundrelief hier nur annäherungsweise zu erkennen.

Es gibt aber auch mässig tiefe glaziale Erosionslandschaften von einstöckiger Gestaltung der Talgefässe, die den Eindruck der Enge machen. Dieser stellt sich ein, wenn von der Mitte des Talgrundes aus gesehen die oberen Talränder unter einem Winkel von merklich mehr als 30° erscheinen. Die Gehänge solcher nicht sehr tiefer aber enger Trogtäler sind gewöhnlich wandartig steil. Schlicfspuren reichen an ihnen höher hinauf als beim weiträumigen Typ der mässig tiefen Glazialerosionslandschaft.

Offensichtlich sind in den engen Talgefässen die Gletscher stärker zusammengedrängt und daher mächtiger gewesen. Ihre Reibungswirkung und mit dieser die Erosionsleistung dürfte infolgedessen im Durchschnitt höher zu veranschlagen sein als in der weiten, mässig tiefen Glazialerosionslandschaft.

Dieser enge Typus der mässig tiefen Glazialerosionslandschaft knüpft sich zweifellos an ein nicht tiefes, aber mit steilen Flanken

kerbtalartig eingeschnittenes präglaziales Tälrelief. Ein gutes Beispiel bieten etwa die Bighorn Mts. in Wyoming (USA) in der Umgebung des Cloud Peak. Auch in Ostgrönland ist dieser Typus vertreten.

TIEFES ENGTALRELIEF, TIEFE UND ENGE GLAZIALEROSIONS- LANDSCHAFT

Der Typus einer engen Glazialerosionslandschaft kann auch bei sehr viel grösseren Taltiefen auftreten. Überschreiten diese 1 000 m wesentlich, oder erreichen sie gar 1 500 m oder 2 000 m und mehr, wie in Teilen der Westalpen, des Kaukasus und Himalaya, dann gibt es äusserst tiefe und steilwandige Trogtäler. L. Distel (1914) hat sie im Kaukasus als ganztalige Tröge bezeichnet, weil die einst eisüberformten Trogwände in der Regel nach oben ohne grössere Absätze in rauhe Denudationswände übergehen, welche bis zu den Talscheidegraten hinaufführen. R. v. Klebelsberg (1926) spricht vom Turkestanischen Typus der Vergletscherung. Nur selten ist in den oberen Wandteilen solcher Trogtäler Platz für ein kleines steiles Kar. Die Gletscher werden hier vornehmlich durch Lawinen gespeist, die von den Talwänden niedergehen. Diese Trogtäler beginnen oft mit äusserst tiefen wandumrahmten Schlüssen, deren Wände weit höher zu sein pflegen als gewöhnliche Karwände. Wir möchten diesen Typ als tiefe und enge Glazialerosionslandschaft bezeichnen (Bild 2). Sie bildet sich offenbar dann, wenn das präglaziale Relief bereits sehr tief und steilwandig war. Die nördlichen Rocky Mts. z.B. im Gebiet des Chief Mountain in Nord-Montana (USA) oder die Lewis Range im Belly River und Swiftcurrent Creek Gebiet enthalten neben zweistöckigen Glazialerosionslandschaften in ihren besonders engen und tiefen Tälern auch diesen Typus.

TIEFES RELIEF MIT MÄSSIG GENEIGTER HOCHREGION, DIE ZWEISTÖCKIGE GLAZIALEROSIONSLANDSCHAFT

Sofern die tiefen, d.h. die wesentlich über 1 000 m Taltiefe aufweisenden Glazialerosionslandschaften in der Höhenregion in grösserem Umfang mässig oder flach geneigte Geländeteile aufweisen, entstehen andersartige Formengruppierungen. Es stellt sich dann eine ausgesprochene Zweistöckigkeit der Formenordnung ein (*two-storied*). Das untere Stockwerk bilden hierbei bedeutende Haupttaltröge. Hoch über ihnen sitzt das obere Landschafts-Stockwerk mit Karen und kleineren Nebentrögen und den zwischen ihnen aufragenden, gewöhnlich gratartigen Talscheiden.

Diese Konfiguration tritt aber ihrerseits noch in mehreren, merklich verschiedenen Erscheinungsformen entgegen, die wiederum von Eigentümlichkeiten des präglazialen Reliefs herrühren. Es sind deren vor allem drei.

TIEFES RELIEF MIT FLACHFORMEN IN DER HÖHE, DIE ZWEISTÖCKIGE GLAZIALEROSIONSLANDSCHAFT MIT FJELD-NIVEAU

Im ersten Falle hat das präglaziale Relief offensichtlich den Charakter einer ausgedehnten Rücken-, Kuppen- oder sogar Flachlandschaft besessen, die von engen tiefen Haupttälern zerschnitten war. In diesem Falle bewirkt intensive Vergletscherung die Ausbildung einer besonders ausgeprägt zweistöckigen Glazialerosionslandschaft, bei der sich zwischen die grossen Trogtäler der Tiefe und die Karlingsgrate der Hochregion ein Niveau fjeldartiger Formen zwischenschaltet. Man kann diesen Typus als die zweistöckige Glazialerosionslandschaft mit Fjeldniveau oder auch als die extrem zweistöckige kennzeichnen.

Das südnorwegische Hochgebirgsland mit seinen Karlingsgipfeln, mit den weiten Rundhöckerflächen der Fjelds oder Fjälls als Zwischenniveau und mit den gewaltigen Trogtälern der Fjorde in der Tiefe bietet das am meisten bekannte Beispiel. Das Dachsteingebirge in den Ostalpen und die Sierra Nevada in Californien (USA) sind aber ebenfalls sehr eindrucksvolle Vertreter dieses Typs (Bild 3). In der Californischen Sierra Nevada kann der Beweis für den oben angedeuteten Zusammenhang zwischen Präglazialrelief und Glaziallandschaft unmittelbar erbracht worden. Hier gibt es westlich der 3 000 bis über 4 000 m hohen High Sierra in den nur 1 000—1 500—2 000 m hohen und deswegen nie vergletschert gewesenen Gebieten z.B. des Tuolumne River, Merced River, des San Joaquin und Kaweah River, abgesehen von der glazialen Umprägung in Trogtäler, Rundhöckerplateaus und Karlingsgrate, ganz die gleiche Formenanordnung wie in der High Sierra, nämlich tiefe Kerbtäler, darüber gelegene sanfte Altflächen und aus den letztgenannten aufragende Kuppen und Rücken.

TIEFES RELIEF MIT HOHEN TALTERRASSEN, DIE ZWEISTÖCKIGE GLAZIALEROSIONSLANDSCHAFT MIT TROGSCHULTERN

Die Zweistöckigkeit tiefer und in der Hochregion sich ausweitender glazialer Erosionslandschaften kann aber auch dann sehr ausgesprochen sein, wenn keine so grossräumige Zwischenschaltung flachwelliger Rund-

höckerflächen zwischen den Karlingsgraten der Gipfelregion und den Trogtälern in der Tiefe vorhanden ist, wie in den vorher genannten Beispielen.

In solchen Fällen ist die Zweistöckigkeit der Landschaft oft dadurch betont, dass über den Trogwänden der Trogtäler also in bedeutender Höhe über dem Talgrunde rundgebuckelte Trogschultern ausgebildet sind, bevor oberhalb der Schliftgrenze die rauen Denudationswände der Gipfelregion einsetzen.

Echte Trogschultern zeichnen sich dadurch aus, dass ihre Rundbuckelflächen merklich flacher geneigt sind, als die über ihnen zu den Gipfeln emporführenden, überwiegend wandartigen Hangteile. Trogschultern bilden daher deutliche Verflachungen im Talgehänge zwischen der Kammregion und den Trogwänden. Ihre nähere Untersuchung hat an vielen Stellen besonders in den Alpen den Nachweis erbracht, dass sie aus alten Talböden hervorgegangen sind, dass also das präglaziale Relief in diesen Fällen ein Schachtelrelief gewesen ist. Der tief gelegene Haupttrog stellt hierbei augenscheinlich das Ergebnis der glazialen Umformung bzw. Ausformung eines jungen tiefen Kerbtaleinschnitts dar. Die Zweistöckigkeit der glazialen Erosionslandschaft knüpft also auch hier an eine Zweistöckigkeit des Präglazialreliefs an (Fig. 1).

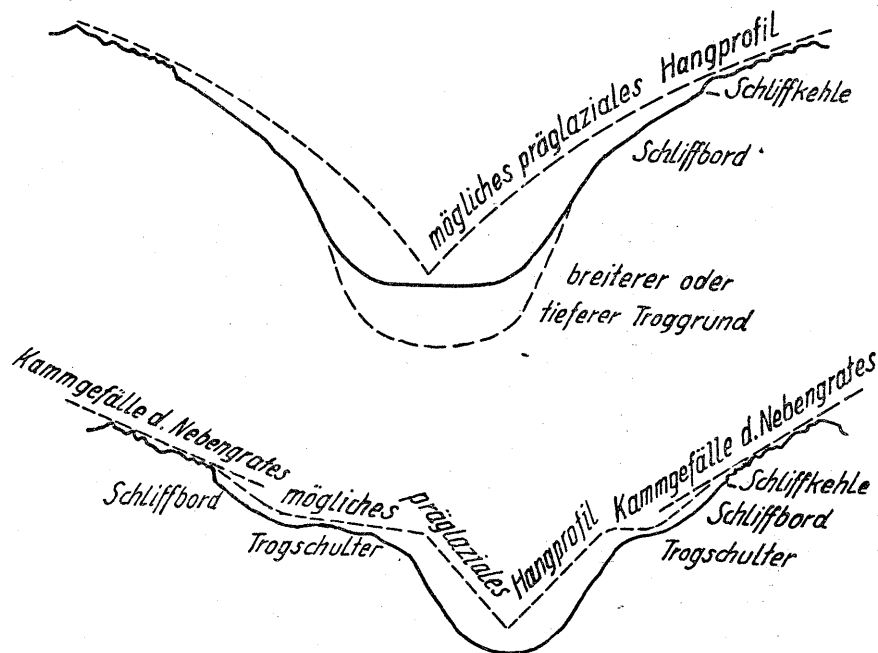


Fig. 1. Schematisches Profil von Trogtälern. Oben ohne Trogschulter, unten mit Trogschulter, Lage von Schliffbord und Schliffkehle

In besonderen Fällen, so z.B. in dem Untersuchungsgebiet von H. Lautensach im Tessin, konnten sogar Reste von mehr als einem Talboden übereinander in solchen Trogtäler festgestellt werden. Man wird jedoch am besten auch hier nur von Zweistöckigkeit der glazialen Erosionslandschaft sprechen. Denn das am meisten Bedeutsame für den Gesamteindruck der Landschaft ist auch in solchen Fällen der Kontrast zwischen dem engen tiefen Haupt-Trogtal in der Tiefe und der breiter ausladenden Hochregion, die durch Kare und kleinere Nebentröge gegliedert über dem Haupttroge hängt. Nur betont in diesem Falle nicht lediglich ein einziges Trogschulter-Niveau durch seine Verflachung die Grenze des oberen gegen das untere Landschaftsstockwerk, sondern eine Doppel- bzw. Mehrfachfolge solcher Verflachungen grenzt die beiden Stockwerke von einander ab. Die tiefe zweistöckige Glazialerosionslandschaft mit Trogschultern ist es, die bislang in den meisten Lehrbüchern als Musterbild der glazialen Erosionslandschaft der Gebirge vorgeführt wird (Bild 4). Dies dürfte damit zusammenhängen, dass in den Alpen als dem klassischen Gebiet der glazialmorphologischen Forschung gerade dieser Typus weit verbreitet ist. Für die erkenntnismässige Unterscheidung der eigentlichen Gletscherwirkungen in der glazialen Erosionslandschaft von den präglazialen Formanlagen war dies aber keine Erleichterung.

TIEFES RELIEF MIT WENIGSTENS IN DER HÖHE GEMÄSSIGTEN HANG-
NEIGUNGEN, DIE ZWEISTÖCKIGE GLAZIALEROSIONSLANDSCHAFT
MIT AUSGEPRÄGTEN SCHLIFFBORDEN

Hierzu trägt vor allem die Tatsache bei, dass es noch einen dritten Typus der tiefen und deutlich zweistöckigen glazialen Erosionslandschaft neben dem Typus mit Fjeldniveau und jenem mit Trogschultern gibt. Dieser dritte Typus ist in den Alpen gleichfalls recht verbreitet. Er besitzt keine echten Trogschultern wohl aber oberhalb der Trogwände meist recht ausgeprägte steile, eisüberformte Flächen, für die Albrecht Penck (1902) die treffende Bezeichnung Schliffbord benutzt hat (Fig. 1).

Die Schliffborde sind zwar stets etwas weniger steil als die unter ihnen gelegenen Trogwände. Sie werden nach unten durch den sogenannten Trogrand, den durch Eisschliff gerundeten Übergang zu den steileren Trogwänden begrenzt. Aber sie bilden infolge ihrer Steilheit eben nicht wie die Trogschultern eine terrassenartige Verflachungszone (Bild 5).

Die Schliffborde enden nach aufwärts gewöhnlich an einer mehr oder weniger deutlich ausgebildeten, meist nicht sehr hohen Unterschneidungswand, deren Fuss mit schwachem talaus gerichtetem Gefälle fast horizontal am Talgehänge dahinzieht. Es ist die Schliffkehlenversteilung. Der

einspringende Winkel zwischen ihr und dem Schlicfbord ist die Schlicfkehle. Sie bezeichnet die Schlicfgrenze, d.h. die Oberflächenhöhe eines längere Zeit wirksamen Hochstandes des betreffenden Talgletschers. Schlicfkehlenverteilung und Schlicfkehle selbst sind durch die glaziale Abtragung von Gestein im Bereich des Schlicfbordes bei dessen Schaffung entstanden. An manchen Glazialtalhängen gibt es mehrere Schlicfkehlen bzw. Schlicfkehlenverteilungen übereinander. Sie rühren von verschiedenen hohen Ständen des Talgletschers her. Die Schlicfborde sind im Gegensatz zu den Trogschultern stets etwa ebenso steil oder sogar steiler geneigt, als diejenigen weiter aufwärts folgenden Gehängepartien, die über der Schlicfkehlenverteilung einsetzen. Schlicfborde sind auch oberhalb von echten Trogschultern meist mehr oder weniger deutlich entwickelt. Denn Schlicfbord und Schlicfkehle hängen ausschliesslich von der Höhe des Eisstromes im Tale ab. Diese steilen Schlicfborde können deswegen nicht, wie manchmal geschehen ist, als glazial umgeformte Reste alter Talterrassen gedeutet werden. Trogschultern dagegen sind solche Reste. Ihr talauswärts vorhandenes Gefälle geht, wiewohl glazial überarbeitet, auf das frühere Gefälle des einstigen Talbodens zurück. Trogschultern haben dagegen nichts mit der Höhe der ehemaligen Gletscheroberfläche, d.h. mit der Höhe der Schlicfgrenze im Glazialtal zu tun, ausser dass sie stets tiefer liegen müssen als diese.

In den tiefen zweistöckigen Glazialerosionslandschaften mit ausgeprägten Schlicfborden, in denen das Stockwerk der Kare lediglich durch eine Zone steiler Schlicfborde von den Taltrögen der Tiefe getrennt wird, wird man hiernach nicht ohne weiteres auf eine Zweistöckigkeit des zugrunde liegenden Präglazialreliefs schliessen dürfen. Eine im ganzen einheitliche tiefe Zertalung, etwa mit allgemein konvexen Hangprofilen und mit Gefällsteilen im Längsprofil der Kerbtaleinschnitte ist als Präglazialform für die Ausbildung einer tiefen zweistöckigen Glazialerosionslandschaft ohne Trogschultern aber mit Schlicfborden wohl am meisten wahrscheinlich (Bild 5).

Aber auch gerade Hangprofile bei tiefer Zertalung, wenn sie für die Entstehung von Kargletschern in der Gipfelregion nicht zu steil sind, können infolge der Umgestaltung der tiefen Talgründe zu Trögen und der hoch gelegenen Talanfänge zu Karen und kleineren Nebentrögen wahrscheinlich ebenfalls zu einer zweistöckigen Glazialerosionslandschaft mit ausgeprägten Schlicfborden umgeformt werden. Jedenfalls ist die Entwicklung eines Stockwerks von Karen und kleinen Nebentrögen in der Höhe über mächtigen eiserfüllten Haupttrogtälern sicherlich immer dann möglich, wenn in der Hochregion mittlere Böschungen von einiger Ausdehnung vorhanden sind. Eines eigentlichen Schachtel-

reliefs bedarf es dazu wohl nicht. Beispiele von zweistöckigen Glazialerosionslandschaften mit ausgeprägten Schliffborden und ohne echte Trogschultern enthalten die Ötztaler Alpen, die Zillertaler Alpen und Hohen Tauern, auch das Reintal (Partnachtal) im Wettersteingebirge der nördlichen Kalkalpen gehört dazu. In Nordamerika finden sich Beispiele etwa in der Alaska-Küstenkette und in der Coast Range von British Columbia.

Aus den mitgeteilten Beobachtungen scheint mir hervorzugehen, dass der Charakter der glazialen Erosionslandschaften entscheidend von dem zugrundeliegenden präglazialen Relief beeinflusst wird, und dass man bei vorsichtiger Analyse der Formen vom Präglazialrelief geprägte Typen der glazialen Erosionslandschaft erkennen kann.

EINFLUSS DER GESTEINBESCHAFFENHEIT

Sicher ist es nötig, auch den Einfluss der Gesteinbeschaffenheit zu berücksichtigen. In kristallinen Massengesteinen, in Kalk, in Sandstein oder Schiefer zeigen etwa die Feinzielierung der Abwitterungswände, die Ausarbeitung der Rundhöcker, der Felsschwellen usw. stets gewisse, vom Gestein bestimmte Eigenheiten des Formenstils. Ganz allgemein wird man sagen dürfen, dass in widerständigen Gesteinen, etwa in kristallinen Tiefengesteinen und in massigen Kalken die Charakterformen klarer geprägt und beständiger erscheinen als etwa in leicht zerstörbaren Schiefeln oder Mergeln.

Aber die erörterten Typen der vom präglazialen Relief bestimmten glazialen Erosionslandschaften kommen auch trotz solcher gesteinsbedingter Besonderheiten deutlich zum Ausdruck. Es gibt die einstöckige, mässig tiefe Glazialerosionslandschaft in weiter wie in enger Ausprägung etwa in den flachliegenden quarzitischen Sandsteinen der Uinta-Mts. (Utah, USA) ebenso wie in den gefalteten Schichten der Wasatch Mts. (Utah) und in den Graniten der Bitterroot Region (Montana-Idaho) oder in den Bighorn Mts. (Wyoming).

Die extrem zweistöckige Glazialerosionslandschaft mit fjeldartigem Hochniveau ist in der californischen Sierra Nevada in kristallinen Tiefengesteinen, im Dachsteingebirge in Kalk ausgebildet. Entsprechendes gilt für die Landschaften mit Trogschulter im Kalk beim Lauterbrunner Tal der Schweiz, im Kristallin beim Gorner Gletscher der Walliser Alpen oder beim oberen Tessin Gebiet in den Tessiner Alpen. Trogtäler mit steilen Schliffborden und Karen darüber gibt es im Kristallin in der Ötztaler Alpe ebenso wie im Kalk des Reintales (Partnachtales) des Wettersteingebirges.

EINFLUSS DER DAUER DER GLETSCHERWIRKUNG

Endlich ist es nötig, auch die Dauer der Gletschereinwirkung für die Beurteilung der tatsächlich vorliegenden Glazialerosionslandschaften zu berücksichtigen. Kräftig durch Vergletscherung geprägt scheinen nur solche Relieftteile zu sein, in denen die Vergletscherung während ziemlich langer Zeiträume, d. h. wohl mindestens während eines der Hauptabschnitte des Eiszeitalters ansehnlich gewesen ist. Jedenfalls legen Studien in der Randzone von Inlandeisen, in denen am gleichen Ort Lokalvergletscherung und Inlandeisbedeckung wechselten, den Schluss nahe, dass die Erosionswirkungen während einer einzelnen Stadialzeit in der Regel nicht allzu gross sein dürften.

Besonders wichtig erscheint es uns aber zu betonen, dass nach unserer Kenntnis über das Wesen der wirkenden Vorgänge lange Dauer der Gletschereinwirkung in Glaziallandschaften von verschiedenem Grundrelieftypus zu recht unterschiedlichen Formentwicklungen führen müsste.

In einer nur mässig tiefen und weiten, einstöckigen Glazialerosionslandschaft oder in einer zweistöckigen mit ausgesprochen breit angelegtem Oberstockwerk wird die Entwicklung wahrscheinlich zur Aufzehrung der Karlingsgrate, zur Schaffung von Karterrassen und Runkhöcker-Verebnungen im Sinne von Eduard Richter (1896) oder Karl Grove Gilbert (1904) hinstreben, also zur Minderung des Gesamtreliefs. In den tiefen und engen Typen kann aber die Entwicklung durchaus auch lange Zeit auf eine weitere Steigerung der Reliefunterschiede gerichtet sein, dadurch dass die Trogtäler zunehmend übertieft werden. Deswegen erscheint es mir nicht gut möglich, einen allgemeinen Zyklus der Glazialerosion mit der Unterscheidung junger, reifer und alter Glazialerosionsformen aufzustellen.

Wenn man in einer Glaziallandschaft als „reif“ einen Zustand guter Anpassung der Gletscherbetten an die Gletscherbewegung bezeichnen will, was doch wohl dem Sachverhalt angemessen wäre, dann wäre z. B. der weite flache Trog des Lüle Tales bei Vuollerim in Nordschweden reif, denn er enthält, wie die Herren Schwedischen Kollegen festgestellt haben, Reste einer Interglazialablagerung. Er wurde also vom Eis der letzten Vergletscherung nicht mehr weiter vertieft. Man darf annehmen, dass seine Form dem Eisdurchfluss gut angepasst ist. Das Entsprechende gilt aber auch z. B. für sehr enge, und sehr tiefe Trogtäler der Alpen, z. B. für das obere Zillertal, oberhalb von Mayerhofen, wo an einer Stelle Moräne in einer fluvialen Kerbschlucht am Boden des Troges steckt. In diesem Falle würde der in der gleichen Weise definierte Reifezustand ganz anders aussehen als der des Lüle Tales in Nordschweden. Die tat-

sächlich vorhandenen Formenunterschiede rühren hier von Verschiedenheiten des zugrundeliegenden voreiszeitlichen Reliefs und von dessen Einfluss auf die Gletscherausbildung her. Sie können keineswegs einfach als unterschiedliche Stadien eines allgemeinen Ablaufs der Glazialerosion, also eines hypothetischen glazialen Zyklus gedeutet werden.

Literatur

- Distel, L. 1914 — Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus. *Abhandl. Hamburger Kolonialinst.*, 22, Reihe C II.
- Gilbert, K. G. 1904 — Systematic asymmetry of crest lines in the High Sierra of California. *Jour. Geol.*, vol. 12.
- Klebelßberg, R. 1926 — Der turkestanische Gletschertypus. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, Bd. 14.
- Penck, A., Brückner, E. 1902 — Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1, Leipzig.
- Richter, E. 1896 — Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturwiss. Kl. I.*

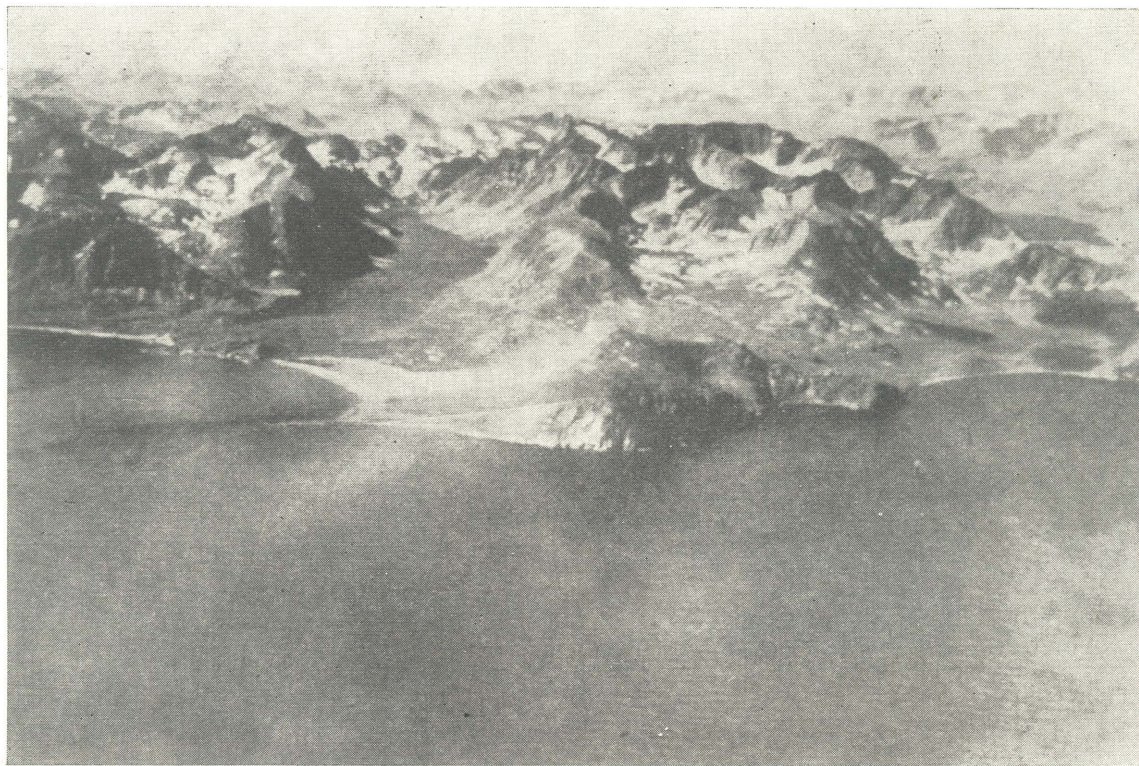


Bild 1. Iron Strand Gebiet der Four Peaks Gruppe, Torngat Mts., Labrador. Blick nach SW



Bild 2. Blick vom Tälligrat nach NNE auf den Fiescher Gletscher, Berner Oberland, Schweiz

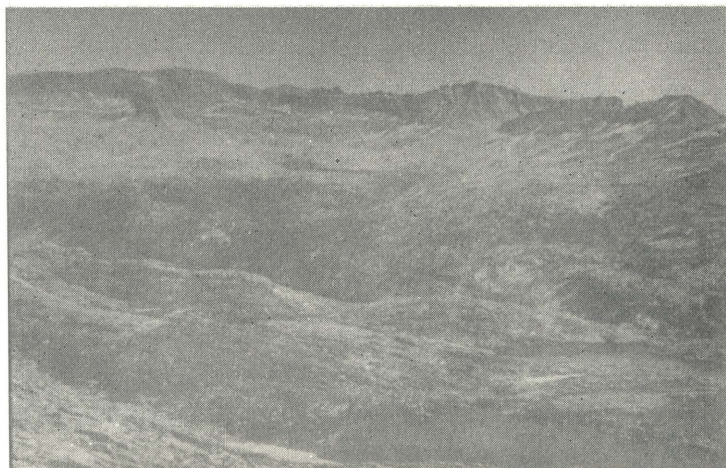


Bild 3. Maclure Fork, Lyell Canyon, Tuolumne. Blick nach NE auf Kuna Peak und Blacktop Peak, Sierra Nevada, Californien. In der Bildmitte tief eingeschnitten der Lyell-Canyon-Trog

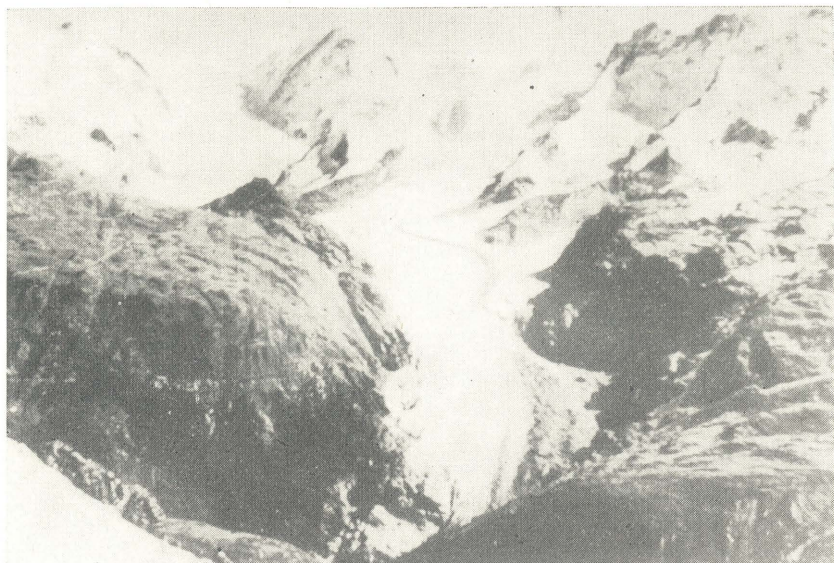


Bild 4. Nordhang des Zmutt Tales. Blick nach NNE auf Gorner Gletscher, Monte Rosa und Breithorn Gruppe. Walliser Alpen



Bild 5. Blick nach S in den Stillupp-Trog der Zillertaler Alpen