

Grundzüge der Landformen der Goldberggruppe¹⁾

Mit 1 Abb. und 1 Karte im Text und 1 Karte auf Taf. X

Von FRANZ STELZER, Wien

Die Goldberg- oder Sonnblickgruppe ist dank ihrer Eigenart und zentralen Lage seit langem Forschungsgebiet physisch-geographischer Arbeiten. Das Vorhandensein eines meteorologischen Observatoriums hat mit seinen klimatologischen und glaziologischen Arbeiten Voraussetzungen geschaffen, wie sie kaum in einem anderen Gebiet der Ostalpen zu finden sind.

Nächst den Fragen der Klimatologie und Glaziologie sind solche der Geomorphologie in dem Gebiet untersucht worden. Hiefür sind vor allem A. SCHMUCK (23) und H. KLIMPT (13) zu nennen. Seit dem Erscheinen dieser Arbeiten ist aber eine neue Fragestellung stärker in den Vordergrund getreten, so daß manche Beobachtungen neu beurteilt werden mußten. Besondere Beachtung wurde der Erfassung der Höhengürtel im Sinne der klimatischen Morphologie gewidmet. Dadurch sollten vor allem die rezenten Vorgänge der denudativen Abtragung erkannt werden.

Drei Hauptfragen, die Grundzüge der durch die Niveaugliederung deutbaren Großformung, die jüngste Entwicklung der Vergletscherung und schließlich die Höhengürtel der Landformung, seien hier dargestellt.

I. Grundzüge der Großformung

Das Großrelief der Hohen Tauern läßt sich nicht allein durch den geologischen Aufbau mit seinen Gesteinsunterschieden deuten. Die Gesteine verschiedener Wertigkeit, wie auch die sie durchsetzenden tektonischen Störungen werden oft durch Flachformen abgeschnitten, welche durch die Wirkung exogener Kräfte im Laufe der morphologischen Entwicklung als Abtragungsf lächen neu zu deuten sind.

Als ein oberstes Formenelement erscheinen die in den höchsten Regionen und Gipfeln auftretenden Reste kleiner Flachlandschaften. Gipfel, die 3000 bis ca. 3250 m emporragen, umgeben von steilen Abfällen und Wänden, tragen solche Flachlandschaften.

Der höchste Gipfel des Untersuchungsgebietes, der Hocharn, weist eine dieser Flachlandschaften auf, die eine Länge von ungefähr einem Kilometer und eine Breite von 200 bis 300 m hat. Von einer Höhe von 3203 m als südlichem Eckpunkt steigt sie bis 3254 m an und senkt sich gegen Osten bis auf 3115 m. Diese Flachlandschaft übergreift ohne erkennbare Änderung der Oberflächenform den Granitgneis und den Rest der hangenden Schieferhülle, der hier noch erhalten ist.

Gegen Süden finden wir als zweiten Vertreter der Flachlandschaften den

¹⁾ Herrn Univ.-Prof. Dr. H. SPREITZER danke ich ergebenst für die Unterstützung meiner Untersuchungen, sowie für viele richtungsgebende Hinweise.

Die Höhenangaben wurden der Österr. Karte 1 : 50000, Nr. 154, und der Sonnblickkarte des DAV, 1 : 25000, Ausgabe 1941, entnommen.

Sonnblick. Die vereinzelte Kuppe des Sonnblicks (3105 m), ebenso wie die Goldberg-Spitze (3072 m), ragen wohl noch in die ursprüngliche Höhe dieses Niveaus auf, welches in der Zwischenregion auf knapp unter 3000 m (Kl. Fleißcharte 2981 m) tiefer gelegt ist. Hier ist die Altlandschaft auf eine etwas tiefere Höhenlage erniedrigt, aber als Form erhalten geblieben. Die Erniedrigung erfolgte im Bereich des nach beiden Seiten hin abfließenden Firns zwischen Kl. Fleißkees und Vogelmaier--Ochsenkarkees. Sie ist auch dadurch begünstigt, daß im Untergrund stark zerklüftete Granitgneise anzunehmen sind, die nach Norden und Süden frei an die Oberfläche treten.

Ein weiterer Rest ist im Schareck in der Höhe von 2933 bis 3122 m erhalten. Innerhalb dieser Höhenregion machen sich Unterschiede von über 100 m geltend. Auch diese Verebnung zieht über Granitgneis und Schieferhülle hinweg.

In diesen Fällen sind noch geschlossene Ebenheiten auf den Höhen vorhanden. Sie liegen heute gewiß nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage. Sie sind um mehrere 10 m tiefer geschaltet, aber als Form erhalten und stellen Reste der ältesten Ausgangslandschaft dar. In nächster Nachbarschaft ist die Zerstörung weitergegangen. Die auffällige Konstanz der Gipfelhöhen in der Umgebung der oben angeführten Flachlandschaften verrät, daß diese ursprünglich weiter ausgedehnt waren.

Diese Beobachtungen rechtfertigen die Auffassung, daß in den Flachlandschaften Reste einer Altlandschaft gegeben sind. Diese wurde in tiefer Lage vor der allmählichen Erhebung in die heutige Höhe als Abtragungsfäche gebildet und ist jetzt nur in den wenigen Zeugen vertreten. Die erhaltenen Formen sind jedoch sehr alt und es ist mit einer nachträglichen Erniedrigung zu rechnen. Dadurch mögen Unebenheiten verstärkt worden sein, aber wahrscheinlich ist ein leicht welliges Relief auch schon von Anfang an gegeben. Wesentlich erscheint die Erhaltung der Form als solche. Auch an den erhaltenen Flächenresten ist eine nachträgliche Erniedrigung anzunehmen. Das oberste System sei als A-System bezeichnet (vgl. Karte S. 79).

Um diese Ausgangslandschaft lagert sich eine Region mit Höhen zwischen 2700 bis 2900 m, wobei die Höhen nach außen hin abnehmen. Durch Aufzehrung von den Rändern her ist auch das B-System in seinen Verebnungen nur mehr in spärlichen Resten erhalten.

Ein Muster für die Ausbildung dieses Niveaus stellt die ausgeprägte Fläche dar, welche westlich des obersten, zwischen Sonnblick und Goldberg-Spitze ausgebildeten A-Niveaus, durch eine fast 200 m hohe Steilstufe getrennt, als breite Fläche entgegentritt, die von dem oberen Kl. Fleißkees eingenommen wird und bis 2800 m herabreicht (Kote 2805 und 2818). Dieses Niveau setzt sich auch unter dem mit Moränen bedeckten Gebiet unter dem Südwestgrat des Goldzech-K. (2894 m) fort. Seine Entsprechung auf der anderen Seite der Kl. Fleißcharte ist im oberen Vogelmaier-Ochsenkarkees (Goldberggletscher) gegeben. Auch hier ist das Niveau durch eine Steilstufe von oben her getrennt und liegt in rund 2900 m Höhe.

Nicht von Firn bedeckt ist das Niveau an der Südabdachung der Goldberg-Spitze in 2900 m. So ist in diesem mittleren Abschnitt der Goldbergruppe das A-System an drei Seiten durch entsprechende Flächen des nächst tieferen umrahmt. Nur an der Nordflucht des Sonnblicks fehlt es. An den erhaltenen Resten läßt sich die Natur dieser Flächen als letzte Enden eines nächst tieferen Erosionssystems auffassen. In gleicher Weise greift das System auch gegen den Hocharn zurück und ist hier im Goldzechkees (2915 m)

erhalten. An den übrigen Flanken des Hocharns ist es durch jüngere Systeme aufgezehrt.

In gleicher morphologischer Situation wie am Sonnblick liegen auch am Schareck nächst jüngere Flächen unter Steilhängen, die nicht petrographisch bedingt sind. Hier ist das B-Niveau u. a. im obersten Wurtenkees um die Koten 2865 und 2811 erhalten, ebenso im Schlapperebenkees-Gebiet in entsprechenden Höhen (2850 bis 2900 m).

In ähnlicher Art wie beim A-System löst sich das Niveau nach außen hin in Grate auffällig gleichbleibender Gipfelhöhen auf. Das morphologische Bild läßt dabei die in Gratresten erhaltenen Vorlagen im Süden wie eine Vorfläche erscheinen, von der aus das Niveau in letzten, in geschützten Lagen erhaltenen Resten in das höhere Bergland zurückgreift. Es ist das Bild eines jüngeren Erosionszyklus gegeben, der in ein höheres Gelände zurückgegriffen hat.

Diese Verhältnisse wiederholen sich gegen das nächstfolgende System, das bereits in größeren und besser erhaltenen Resten entgegentritt und als C-System mit einer mittleren Höhenlage von 2600 bis über 2700 m bezeichnet wird. Die höchstgelegenen Vertreter finden sich hierbei nur im zentralen Teil um 2700 m und sogar noch darüber, in den randlichen Teilen werden etwas geringere Höhen erreicht (2550 bis 2700 m). Sie lassen sich indes gut in Zusammenhang bringen und sind durch Gefällsteilen jeweils von den höheren Teilen des B-Niveaus getrennt.

In der Umgebung des Sonnblicks ist das neue System im Kl. Fleißkees unterhalb einer zwischen 2700 und 2800 m gelegenen Steilstufe geradezu als Wiederholung des B-Systems erhalten. Es tritt hier zwischen 2580 und 2680 m als deutliche Verflachung entgegen. Auf der gegenüberliegenden Seite ist es zwischen 2600 und 2760 m im Hauptteil des Vogelmaier-Ochsenkarrees vertreten. In beiden Fällen ist kein Anzeichen einer petrographischen Bedingtheit der Steilstufen festzustellen, welche dieses System von den nächst höheren trennt. Es ist eine neue Eintiefungsfolge, die zur Ausbildung dieses C-Systems geführt hat. In gut erhaltenen Flächen ist es sodann in der Umrahmung des Zirmsees erhalten. Eine Steilstufe führt von dem zum B-System gehörenden Goldzechkees herab, es umgibt die Talung des Zirmsees, der selbst allerdings in einem seicht ausgeräumten glazialen Trog gelegen ist. Weitere Reste sind zwischen 2500 und 2600 m zu finden.

In der Umgebung des Hocharn ist das C-Niveau großflächig im Weißbachkees und im unteren, flacheren Teil des Krummelkees in entsprechender Höhe erhalten. Auch das Gr. Fleißkees mit seiner Fläche in 2700 m gehört noch diesem System an. Im Gebiet des Scharecks ist der auffälligste Vertreter der Hauptteil des Wurtenkees (2660 bis 2720 m). In einer Höhenlage von rund 2550 bis 2600 m ist es um den Weißensee entwickelt. Unter dem von den Schlappereben-Spitzen gegen Südosten bis zum Vorderen Gesselkopf sich erstreckenden Grat ist eine weite Flachlandschaft erhalten, die sich von der Duisburger Hütte bis oberhalb des Feldsee zieht und die durch steile Hänge und Wände nach unten begrenzt wird. Die Höhen 2572, 2611, 2563, 2554, 2522, 2532, 2631 und 2606 gehören diesem System an.

Diesen flächenmäßig als alte Talenden erhaltenen Resten gehören oft lange Strecken der Vorhöhen zwischen den Tälern an der Nord- und Südseite der Hohen Tauern als Vorflächen an. Wohl sind diese stellenweise durch das Zurückgreifen der Bäche erniedrigt, so daß die Grate auch in ihren höch-

sten Gipfeln nicht ganz in die Höhen emporsteigen, die im Inneren erreicht werden.

Auch die Reste des C-Niveaus weisen also randliche Auflösung in Einzelgrate auf, die allseitig die älteren Landschaften umgeben. Auffällig ist dabei, daß jeweils nach längerem Gleichbleiben der Gipfelhöhen eines älteren Niveaus eine fast sprunghafte Erniedrigung der Gipfel- und Grathöhen das Einsetzen eines niedrigeren und jüngeren Systems anzeigt, die dann wiederum auf längere Erstreckung hin die gleichbleibende Höhe beibehalten. Gegen das Innere der Gebirgsgruppe treten mehr und mehr erhalten gebliebene Flächenreste auf.

Eine Stufe tiefer liegt das D-Niveau. Im Inneren, wie auch unter den noch zum C-Niveau gehörenden Graten, ist es hauptsächlich in Karen vertreten, tritt aber auch an einzelnen Nebenrücken in Form von Verebnungen und Leisten über den Tälern auf. Die Kare ordnen sich in einer Karbodenhöhe von rund 2400 m an, wenn auch das eine oder andere glazial etwas mehr vertieft wurde. Vor allem die Talschlüsse sind durch eine Anhäufung von Karen charakterisiert. Im Süden sind an den Kämmen zwischen den Graten wiederholt Ebenheiten erhalten, die dreieckartig ausgebildet, die Verbindung zwischen den einzelnen Tälern herstellen. Sie zeigen, daß es sich um ein durchgehendes Niveau handelt. Ein Beispiel findet sich im Zirknitztal, wo eine Ebenheit oberhalb des Kegele-Sees über die Eckalmen (2238, 2263, 2277 m) bis zu einer Flachstrecke des Gr. Zirknitztales (2228 m) herum reicht. Diese Flachstrecke wiederum findet ihre zugehörige Entsprechung an den Außenhängen in Richtung Mölltal. Eine weitere Wiederholung ist zwischen dem Kl. und Gr. Fleißtal festzustellen.

Abgesehen von den höchstgelegenen Karen der Talschlüsse, ordnen sich Kare entlang der Grate weiter nach Norden und Süden mit geringerer Karbodenhöhe (bis 2000 m herab) dem D-Niveau ein.

Die zum C-System gehörenden Grate enden auf der Nordseite auf der Höhe des Weixelbaches, wo die Grathöhen ziemlich unvermittelt von ihrer bisherigen Höhenlage über 2400 m auf rund 2200 bis 2100 m absinken. Dies wiederholt sich an allen zum Salzachtal ziehenden Kämmen in annähernd dem gleichen Abstand von ca. 15 km vom Salzachtal. Auch im Süden, durch die große Taldichte nur mehr sporadisch vertreten, findet man zum D-Niveau gehörende Vorhöhen. So erfolgt zwischen Fragant und Mallnitz vom Törlkopf (2517 m) ein rascher Abfall gegen Süden auf 2171 bis 2162 m. Die Vorhöhen haben als Erosionsbasis gedient, von der aus die Talvertiefung zurückschnitt und das D-Niveau in den Karen bildete.

Das wiederum eine Stufe tiefer liegende E-Niveau ist nur mehr in kleinen Resten in einer Höhenlage zwischen 1800 und 1900 m erhalten. Von den in oder knapp über der Waldgrenze liegenden Vorhöhen zieht dieses Niveau — nur mehr in ganz kleinen Resten erkennbar — ungefähr entlang der oberen Waldgrenze in das Zentrale Bergland.

Unter diesen Niveaus lassen sich Reste von zwei jüngeren Talsystemen nachweisen: ein Niveau steigt von 1400 auf 1800 bis 1900 m und darunter eines von 1100 auf 1550 m.

Dieses Bild des Stockwerkbbaus ist natürlich nicht auf die Goldberggruppe beschränkt, sondern tritt in allen Gruppen der Hohen Tauern wie überhaupt der Alpen auf. In der westlich benachbarten Glocknergruppe kann auf eine jüngste Untersuchung hingewiesen werden, in der die Frage mit einer statistischen Methode verfolgt wurde, so daß subjektive Beurteilungen

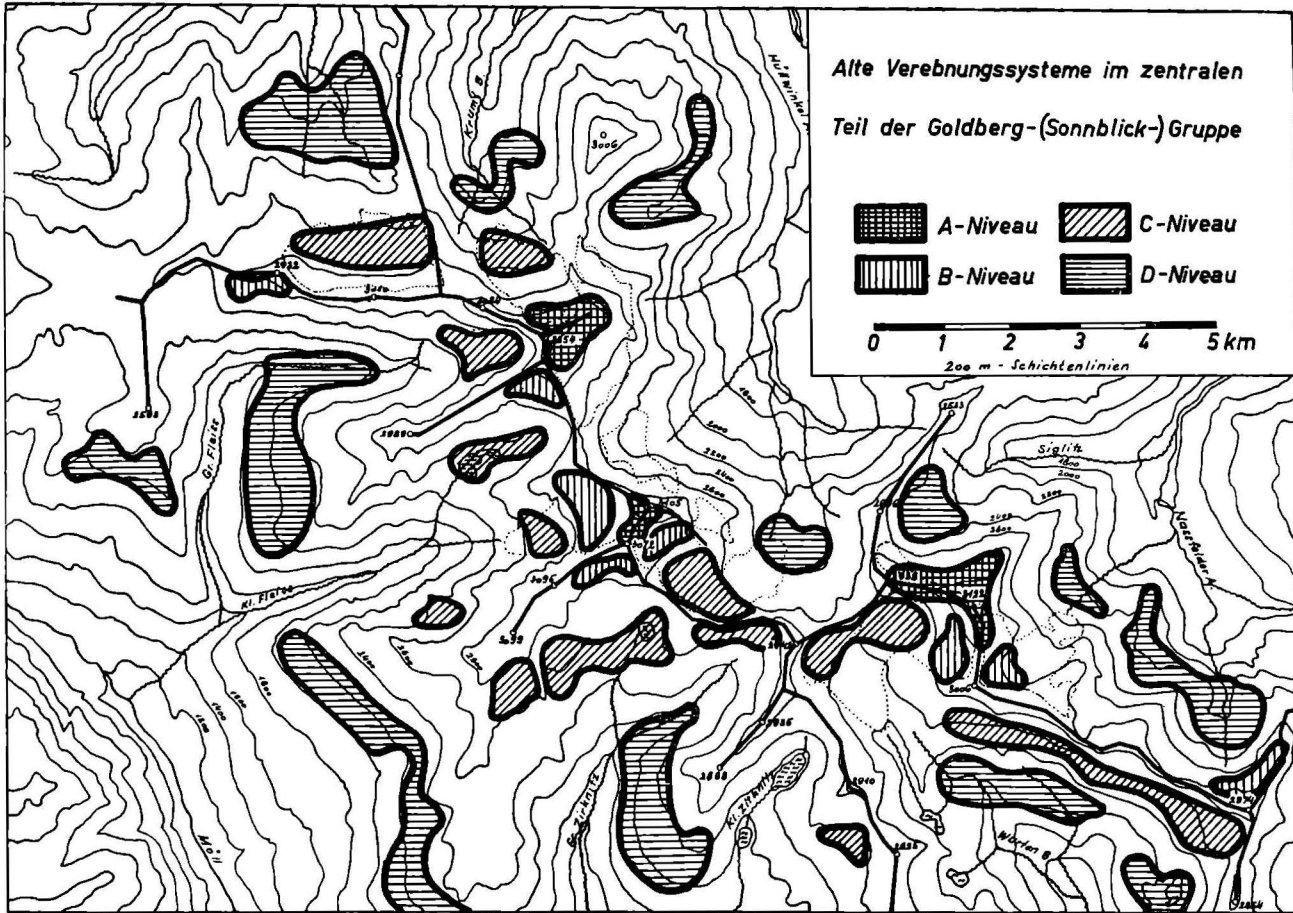


Abb. 1. Karte der Verebnungssysteme der Goldberggruppe

möglichst ausgeschaltet bleiben. Hier untersuchte N. UNTERSTEINER¹⁾ die Neigungsverhältnisse, indem er das Gesamtareal in ca. 4000 Planquadrate von 250 m Seitenlänge aufteilte und für jedes dieser Flächen den durchschnittlichen Neigungswinkel bestimmte. Die Auswertung erfolgte mittels Lochkarten. Eine hypsographische Kurve von 2000 m Seehöhe aufwärts ergab deutliche Verflachungen in den Höhenbereichen 2350 bis 2550 m, 2650 bis 2750 m und 2950 bis 3050 m. Diese Flachlandschaften des Glocknergebietes entsprechen dem D-, C- und B-Niveau in der Sonnblickgruppe, sind jedoch stärker angehoben worden. Dementsprechend liegt dort auch die älteste Ausgangslandschaft höher, und zwar über 3400 m.

Die erörterten Beobachtungstatsachen lassen — unter vorläufiger Außerachtlassung der eiszeitlichen Umgestaltung, wie auch der nacheiszeitlichen Abtragung — das Bild mehrerer übereinander gelegener Niveaus erkennen, die durch ihre Unabhängigkeit vom inneren Bau — dessen Strukturelemente vielfach durch sie gekappt werden — sich als exogen entstandene Abtragungssysteme erweisen. Diese Tatsache ist als solche schon früh erkannt worden und hat bereits in älteren Arbeiten Behandlung gefunden, allerdings ohne volle Deckung mit den hier aufgrund der eigenen Begehungen vorgebrachten Darstellungen.

Hinsichtlich der Grundlagen für die Ausbildung der Hohen Tauern darf man die Vorstellung vertreten, daß dieses Gebirge, wie auch andere Teile der Zentralalpen, als Ganzes durch eine Großfaltung im Sinne von A. PENCK in ihre heutige Höhenlage gelangt sind. Dies geschah allerdings nicht in einem einheitlichen Aufwölbungsvorgang, sondern in einem durch mehrere Perioden der Ruhe unterbrochenen. In diesen Ruheperioden sind jeweils die heute hochgelegenen Flächensysteme durch exogene Abtragung geschaffen worden. Aus der Verbreitung konnte der Schluß gezogen werden, daß die Aufwölbung mit wachsender Phase von der zentralen Zone nach Norden und Süden zu den Längstalfluchten hin ausgriff. Diese Vorstellung haben H. SPREITZER (25) und in jüngster Zeit TH. PIPPAN (17) in mehreren Arbeiten geäußert.

Schon J. STINY (31) und CHR. EXNER (4) vertreten die Vorstellung einer meridional verlaufenden Aufwölbung der Hohen Tauern gegenüber den östlich davon gelegenen Gurktaler Alpen. Meridional verlaufende Aufwölbungen und Einwalmungen, die sich im Ganzen dem beherrschenden westöstlichen Großfaltenverlauf unterordnen, sind aber auch innerhalb der Hohen Tauern selbst nachgewiesen. Eine Aufwölbungsregion erstreckt sich von der Glocknergruppe nordwärts und ist jenseits der Längstalflucht in den östlichen Kitzbühler Alpen anzunehmen. Einwalmungen begrenzen diese Region, im Westen Felbertal — Paß Thurn, im Osten Hohtor — Zellersee. Das Sonnblickgebiet stellt im Anschluß daran den Teil einer nächstfolgenden meridionalen Aufwölbung dar. E. SEEFELDNER (24) und TH. PIPPAN (18) haben in deren unmittelbar nach Norden gerichteten Fortsetzung in der Taxenbacher Enge noch quartäre Erhebungen nachgewiesen. Im Osten wird die Aufwölbungsregion des Sonnblickgebietes durch die Senkungsregion Niederer Tauern — Gasteinertal abgegrenzt. Tatsächlich senkt sich der quartäre Talboden der Taxenbacher Enge, der in der Aufwölbungsregion als Fortsetzung der Sonnblickgruppe gegen Norden gelegen ist, gegen Osten hin zu jenem Gebiet,

¹⁾ Univ.-Doz. Dr. N. UNTERSTEINER stellte mir die vorläufigen Ergebnisse seiner erst jetzt ausgewerteten umfangreichen Untersuchungen freundlicherweise zur Verfügung, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.

welches das Äquivalent der erwähnten Einwalmungsregion zwischen Schareck und Ankogel darstellt.

Im Gesamtergebnis zeigt sich also, daß die Sonnblickgruppe als Ganzes eine von Nord nach Süd, wie auch von West nach Ost herausgehobene Wölbung darstellt. Und diese Vorstellung erklärt am besten die geschilderte Verbreitung der Flächensysteme A bis E. Die jedenfalls voreiszeitliche Entstehung der Flächensysteme muß noch im Miozän ihren Anfang genommen haben und hat sich im oberen Miozän und Pliozän vollzogen. Damals herrschte aber auch ein ganz anderes morphologisches Kräftespiel unter dem Einfluß eines wechselfeuchten Klimas. Eine starke, vorwiegend in die Breite wirkende Flächenspülung war jedenfalls mit beteiligt. Die hochgelegenen Flächensysteme sind demnach auch durch ein anderes Klima bedingte Vorzeitformen und nicht nur durch spätere Hebungsvorgänge außer Aktion gesetzte Altlandschaften.

Eine Zusammenstellung der Höhenlagen vom Zentralen Bergland gegen die Randgebiete mit Berechnung der Gefällsverhältnisse zeigt zugleich das Ergebnis der fortschreitenden Auswirkung des Aufwölbungsvorganges in Form einer zunehmenden Versteilung der älteren Systeme gegenüber den jüngeren, wobei allerdings zu beachten ist, daß der Erhaltungszustand der Formen nur eine ganz grobe Vorstellung gestattet.

System	Vorhöhen	Talbodenreste im Zentralen Bergland
B	2689—2886	2760—2900
C	2410—2600	2472—2700
D	2039—2252	2011—2377
E	1810—1983	1807—2000

II. Subrezente und rezente Gletscherstände

Oberhalb der Schneegrenze vollzieht sich das Wachstum der Schneemassen nahezu ungehindert von der hier nur mehr unbedeutenden Abschmelzung. Der größtenteils feste Niederschlag kann im Laufe eines Jahres nicht mehr verflüssigt werden. Doch wirken der Anhäufung von Schnee seine mit Umwandlungsvorgängen verbundene Abwärtsbewegung in tiefere Regionen und schließlich das Abschmelzen der Eiszungen entgegen.

Diese klimatische Abhängigkeit kommt in den mit Klimaschwankungen zusammenhängenden Größenänderungen der Gletscher zum Ausdruck. Hierbei besteht ein enger Zusammenhang mit den Vegetations- und Kulturgrenzen, da auch diese gleichzeitig mit den Gletscherschwankungen gehoben oder gesenkt werden und Zusammenhänge der Vegetationsentwicklung früherer Jahrhunderte mit dem Verhalten der Gletscher bestehen.

Die Alpengletscher zeigen aber auch eine besondere Abhängigkeit vom Relief. Maßgebend kommt es auf die Lage der Schneegrenze zu den „Altflächen“ an. Denn wenn diese wenig geneigten Flachlandschaften in die Schneeregion einbezogen werden, gewinnt die Nährfläche eine besonders starke Vergrößerung. Außerdem genügt bei der flachen Neigung dieser Landschaft eine verhältnismäßig geringe Depression der Schneegrenze, um sie als Ganzes noch mit in das Gebiet des ewigen Schnees einzubeziehen. Das Ausmaß aber, in dem die meist nur mäßig geneigten Flächen über der Schneegrenze liegen, entscheidet über Größe und Ergiebigkeit des Firnfeldes und damit zum Teil auch über die Größe der Gletscher.

Wenn auch die Meinungen über die Ursachen der Gletscherschwankungen auseinandergehen, können doch im ganzen Gletscherrückgänge als Ergebnis warmer, strahlungsreicher Hochgebirgssommer mit geringer Albedo der Schnee- und Eisflächen infolge starker Abnahme der Schneefallhäufigkeit in der warmen Jahreszeit angesehen werden. Vorstöße dagegen sind an wolkenreiche, kühlere Sommer gebunden, in welchen der Niederschlag häufiger und tiefer herab in fester Form fällt. Dies hält ein relativ hohes Strahlungsreflexionsvermögen der Gletscheroberfläche aufrecht und verhindert stärkere Ablation.

Wo Gletschereis auf Fels trifft, kommt es zu Erosionswirkung und dadurch zur Erzeugung von Lockermaterial, welches auch durch das Kleinlima der Gletscherumgebung, hauptsächlich im Bereiche des Bergschlundes und der Randkluft, entsteht. Mit der Bewegung der Gletscher steht der Transport dieser Lockermassen, des Moränenmaterials, auf ihrer Oberfläche, in ihrem Inneren und auf ihrem Grunde, sowie dessen Ablagerung in engster Beziehung.

In der Sonnblickgruppe tritt uns eine im Verhältnis zu ihrer geringen räumlichen Ausdehnung nicht unbedeutende Vergletscherung entgegen, wenn sie auch nicht an die mächtige Vergletscherung der benachbarten Gruppen des Großglockner und Ankogel heranreicht. In den oben angeführten Verflachungen (B- und C-Niveau) liegen genügend große Flächen über der Schneegrenze und dienen den Gletschern als Nährgebiet, denn zu den Stellen tieferen Verlaufs der Schneegrenze im Zuge der Alpen gehört auch das Sonnblickgebiet. Infolge der offenen Lage gegen Norden kann feuchte atlantische Meeresluft durch das Fuscher-, Rauriser- und Gasteinertal ungehindert bis zum Alpenhauptkamm vordringen und eine höhere Niederschlagsmenge gewährleisten. Die im Norden fehlende Abschirmung senkt dadurch auch die Schneegrenze und ermöglicht im allerdings nur schwach massengebirgsähnlichen Bau der Sonnblickgruppe auch heute noch das Vorhandensein von Gletschern. Diese beschränken sich hauptsächlich auf den relativ schmalen Hauptkamm und setzen sich heute aus drei Hauptgletschern zusammen:

dem Vogelmaier-Ochsenkarkees mit dem Goldberggletscher,
dem Wurtenkees und
dem Kleinen Fleißkees.

Die gegenwärtige Vergletscherung stellt trotz ihrer Ausdehnung nur einen kleinen Rest gegenüber der großartigen eiszeitlichen Vergletscherung dar, die das Landschaftsbild so wesentlich geprägt hat. Alle Talregionen bis hoch hinauf waren von Gletschereis erfüllt, Kare, Trogtäler und der Stufenbau der letzteren sind die eindrucksvollen Zeugen der hocheiszeitlichen Vergletscherung, auf die nicht weiter eingegangen werden soll. Doch stellt der Rückzug nach dem letzten Hochstand der Vergletscherung besondere Fragen. Er vollzog sich nicht in ununterbrochenem Gange, sondern war vielmehr zeitweise durch stationäre Zustände der Gletscher, wie auch durch kleinere Vorstöße, charakterisiert. Einige Etappen dieses Rückzugs sind durch Moränen gekennzeichnet, die wenigstens teilweise noch erhalten sind.

Mit den Studien solcher Rückzugsstände hat sich auch PENCK (19) beschäftigt, nach ihm haben KINZL (10, 11) und später LICHTENECKER (14) diese näher untersucht. Gegenwärtig werden die Gletscher von TOLLNER (33) laufend beobachtet.

Eine gewisse Gliederung der Gletscherstände unseres Gebietes ist dadurch gegeben, daß im 15. und 16. Jahrhundert die Ausdehnung der Gletscher

sehr gering war, vielleicht nicht einmal dem heutigen Stande entsprach. Es sind nun zunächst Überreste von Gletscherständen zu finden, die älter sind als diese aus der Zeit eines weitgehenden Abschmelzens der Gletscher.

Im Kl. Fleißtal, ungefähr in der Mitte zwischen Pocherwirt und Fleißkehre der Großglockner-Hochalpenstraße, befindet sich ein Moränenwall, den KINZL (12) dem Egesen-Stadium zuordnet. Im Fraganttal wird knapp unterhalb Innerfragant eine Moräne festgestellt. Im Raurisertal liegt die Kirche bei Bucheben auf dem zirka 50 m hohen Wall einer Stirnmoräne, während die Wälle beim Bodenhaus schon von PETERS (16) als Bergsturz erkannt wurden. Um einen solchen — und zwar von der linken Seite — dürfte es sich auch bei den schwach bewaldeten Wällen westlich der Grieswies-Alm handeln. Westlich unterhalb des Niedersachsenhauses ziehen zwei vegetationsbedeckte Wälle herab, ein gleichartiger Stand ist am Westende des Zirmsees zu erkennen. Ebenso muß die vor dem heute nicht mehr vorhandenen Gr. Zirknitzkees gelegene Moräne wegen der starken Verwitterung zu einer älteren Gruppe von Gletscherständen gerechnet werden.

Im 17. Jahrhundert — nach PASCHINGER (15) 1620 bis 1650 — erfolgte der starke Vorstoß, das „Fernaustadium“ KINZLS, der die Ausmaße des späteren 1850-er Standes, dessen Moränen sehr gut erhalten sind, annahm. Ein 30 bis 40 m außerhalb der 1850-er Moräne befindlicher Steinwall, erhalten z. B. westlich des Radhauses und nordwestlich vom Knappenhaus, den KINZL dem Stand 1820 zuordnet, dürfte dem Fernaustadium zugehören, wofür auch eine wesentlich stärkere Begrünung spricht. Im 18. Jahrhundert fand ein Rückgang statt, der in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts von einem starken Vorstoß abgelöst wurde. Der 1820-er Stand war gleich dem von 1850, es handelte sich aber wahrscheinlich nur um einen kurzen Vorstoß, der hinter dem Stand von 1850 ein wenig zurückgeblieben sein dürfte. Diesem folgte ein Vorstoß mit dem Höchststand 1856, der zur Ausbildung einer deutlich erkennbaren Moräne führte. Es folgte ein bis 1880 andauerndes langsames Zurückweichen, dem eine Beschleunigung des Rückzuges folgte. 1892 bis 1896 ging der Gletscher bis zu 20 m im Jahr zurück. 1896 bis 1900 stand er fast still. Anschließend war zuerst rascher, später sich verlangsamender Rückzug zu beobachten. Im Dezennium 1917 bis 1927, als Folge des glazial-klimatisch günstigen Dezenniums 1907 bis 1916, führte ein ganz schwacher Rückgang um rund 14 m zur Ausbildung eines Moränenwalles, welcher auf der rechten Seite, westlich der Knappenstube, relativ gut erhalten ist. In der folgenden Zeit wich die Gletscherzunge weiterhin zurück. 1927 bis 1934 um 60 m, 1934 bis 1949 um 200 m. Seit 1953 war vorerst nur mehr ein geringer, oder sogar überhaupt kein Gletscherverlust festzustellen, die Schneegrenze sank wieder auf Werte zwischen 2600 und 2900 m. Auch ein leichtes Anschwellen der Gletscherzunge war zu erkennen. Es dürfte sich aber nur um eine kurzzeitige Verzögerung im Rückzug gehandelt haben, da ab 1958 wieder ein stärkeres Zurückweichen der Gletscherzunge beobachtet wurde.

Beim Wurtenkees zog sich das Eis in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts um nur ca. 60 m zurück. Das damalige Zungenende lag in einem die Sonnenstrahlung stark abschirmenden Trichter und ließ dadurch den Rückgang nur langsam vor sich gehen. Im oberen, breiteren Teil nahm die Rückgangsgeschwindigkeit dann zu: 1900 bis 1927 = 110 m. 1917 bis 1924 war der Gletscher fast stationär (Rückgang nur um 11 m). Seit 1924 erfolgt ein ziemlich gleichmäßiger stärkerer Rückzug um durchschnittlich 9 m pro Jahr. Unterhalb der 1850-er Moräne ist kein älterer Moränenwall erhalten.

Die 1850-er Moräne des Kl. Fleißkees befindet sich unterhalb des Stufenabfalls unter dem C-Niveau. Knapp außerhalb der 1850-er Moräne ist ein grün bewachsener Wall zu sehen, die „Fernau-Moräne“ aus dem 17. Jahrhundert. 1850 war der Steilabfall noch vom Eis überflossen, 1871 aber schon eisfrei. Bis 1926 trat dann keine wesentliche Längenänderung ein, wohl aber

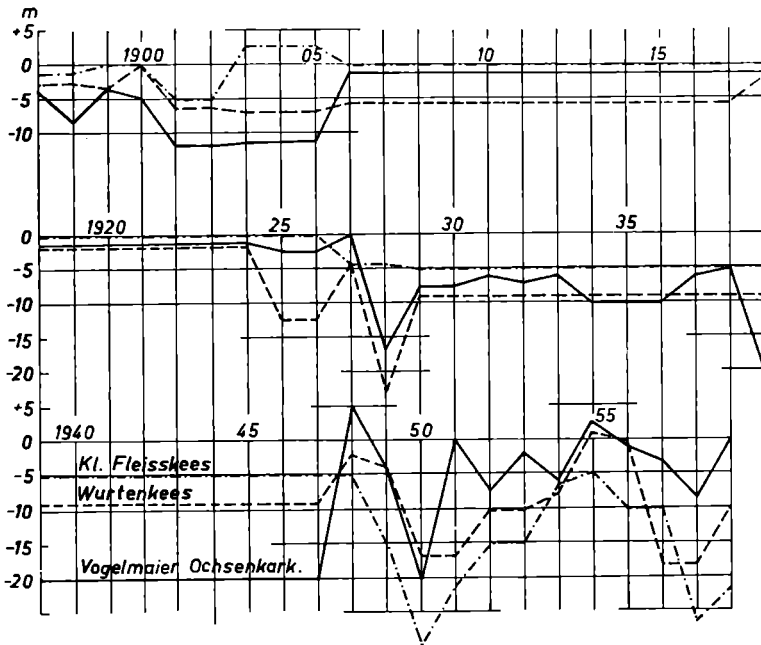


Abb. 2. Bewegung von drei Sonnblick-Gletschern 1897—1959

zeitweise Zungenverbreiterung. Ab 1927 setzte auch hier ein Rückgang ein, bis 1948 schwächer, von 1949 bis 1953 stärker, 1954 bis 1957 schwächer und anschließend wieder stärker. Das heute eisfreie, nach Osten exponierte Kar unter dem Weißseekopf (3006 m) hat eine deutliche Moräne vom 1850-er Hochstand vorgelagert.

Das Ausmaß des Rückganges war im Laufe der Zeit bei den drei Hauptgletschern unterschiedlich. Dies ist durch die Exposition und durch die Form des Untergrundes, vor allem im jeweiligen Zungenteil, bedingt. Eine graphische Darstellung des Rückganges seit 1896 auf Seite 84 veranschaulicht das Verhalten der Gletscher.

In den Jahren 1954 bis 1957 konnte eine Ausbreitung der Gletscher vor allem nach den Rändern hin konstatiert werden, wodurch in den letzten Jahren aper gewordene Felsgrate eingengt wurden. Infolgedessen wurden auch die Ursprungsstätten des Verwitterungsstaubes etwas eingeschränkt und die Firnfelder erschienen wesentlich reiner als früher. 1958 waren nur die Firnfelder größer als sonst. TOLLNER (34) gibt als Ursache dieses anscheinend aber nur vorübergehenden Gletscherverhaltens ein Ansteigen der Tage mit Schneefall, eine Abnahme der Sonnenscheinstunden und der Lufttemperatur in den Sommermonaten an.

Es sollen daher die Schwankungen der meteorologischen Elemente zwischen den Jahren 1945 und 1961 auf dem Sonnblick, ausgedrückt in dreijährig übergreifenden Mittelwerten des Sommers (Juni bis August) betrachtet werden:

Jahr	Tage mit Schneefall	Sonnenschein in Stunden	Lufttemperatur ° C	Niederschlag cm
1945	28	529	1.4	35
1946	27	534	1.6	36
1947	31	502	1.0	38
1948	34	490	0.6	31
1949	37	509	0.9	34
1950	38	552	1.2	29
1951	37	614	1.8	33
1952	45	557	1.5	35
1953	46	478	1.1	42
1954	48	405	0.3	46
1955	52	400	0.1	48
1956	52	425	0.4	42
1957	44	433	0.8	44
1958	40	429	0.9	52
1959	43	426	0.6	52
1960	41	476	0.4	50
1961	36	513	0.4	48

Diese Aufstellung zeigt eine verschieden gerichtete Tendenz der einzelnen klimatischen Elemente. Die glazialklimatologisch relativ günstigen Jahre 1954—1956 brachten eine Stagnation in der Gletscherbewegung, an einzelnen Zungen war sogar ein kleiner Vorstoß zu verzeichnen. Nachher wurde ein weiterer Rückgang der Gletscher, verbunden mit einer stärkeren Verschmutzung der Gletscheroberfläche, beobachtet.

Für das Vogelmaier-Ochsenkarkees finden wir verschiedene Schneegrenzangaben im Schrifttum, welche verglichen werden sollen: RICHTER (21) gibt sie für 1850 mit 2600 m an, BRÜCKNER (2) im Jahre 1886 mit 2700 bis 2900 m, LICHTENECKER (14) für die Jahre 1930—34 mit 2900 m und TOLLNER (33) neuerdings für die Jetztzeit mit 2800 m, wobei allerdings zu bemerken ist, daß sie im glazialklimatisch ungünstigen Jahre 1947 nach TOLLNER auf eine theoretische Höhe von 3800 m anstieg. Verfasser (28) berechnete nach der Methode FINSTERWALDER (5) die Hebung der Schneegrenze im Sonnblickgebiet im Zeitraum 1850 bis 1949. Diese Methode beruht auf der Flächenänderung eines Gletschers in verschiedenen Höhenstufen. Die so bestimmte mathematische Schneegrenze ergibt für 1850 = 2848 m, für 1949 = 3052 m. Wenngleich die Werte wohl etwas zu hoch liegen, geben sie doch Zeugnis vom Rückgang der Gletscher. LICHTENECKER (14) sagte zu der außergewöhnlich hohen Schneegrenze schon 1936: „Würde das Nährgebiet seine heutige Größe dauernd beibehalten, so könnte das Goldbergkees kaum eine Länge von 1 km erreichen.“ Zum Vergleich: ZINGG (36) nimmt für das Gletschergebiet von Mittelbünden und Prätigau die klimatische Schneegrenze für 1936 bis 1953 mit 3200 m an.

Nach einer anderen Methode bestimmte ROHRHOFER (22) an Gletschern des Ötztals die Hebung der Schneegrenze von 2900 auf 3040 m für die Zeit

von 1938—1951 und führt dies neben Lokaleinflüssen (wie Größe, Art und Lage des Gletschers) vor allem auf eine allgemeine Temperaturerhöhung zurück.

Gegenüber den ungleichmäßigen Wirkungen der Lokaleinflüsse sind Temperaturänderungen von allgemeiner Bedeutung. Für das Sonnblickgebiet wurde der Temperaturanstieg der Sommerhalbjahre (April bis September) von 10 zu 10 Jahren berechnet, da vor allem die Temperaturen des Sommerhalbjahres für das Verhalten der Gletscher maßgebend sind.

	A	M	J	J	A	S	Mittel
1887—1896	—9.0	—4.3	—1.3	0.4	0.7	—1.3	—2.47
1897—1906	—8.6	—4.8	—1.1	1.3	1.2	—1.0	—2.17
1907—1916	—9.3	—3.9	—1.1	—0.2	0.2	—2.8	—2.85
1917—1926	—8.7	—3.4	—2.0	1.0	1.0	—0.8	—2.15
1927—1936	—8.6	—4.1	—0.3	1.8	1.6	—0.8	—1.73
1937—1946	—8.1	—4.0	—0.4	1.5	1.5	—0.6	—1.68
1947—1956	—7.6	—3.7	—0.6	1.7	1.6	0.0	—1.43

Das ergibt für den Zeitraum 1887—96 bis 1947—56 eine Temperaturerhöhung von 1.04° C. Auch der weitere Temperaturverlauf (1957 bis 1962) läßt keine Änderung der aufgezeigten Tendenz erwarten (Mittel = —1.8° C).

STEINHAUSER (27) bestimmte den Temperaturgradient am Sonnblick für die Höhenstufe 2500—3000 m (innerhalb welcher die Schneegrenze liegt) für:

A	M	J	J	A	S	Mittel
0.64	0.64	0.68	0.68	0.66	0.62	0.65° C / 100 m

Daraus kann man eine Schneegrenzerhöhung von rund 160 m für den Zeitraum (im Mittel) 1890 bis 1950 errechnen.

FINSTERWALDER (5) beobachtete an mehreren Gletschern der Zillertaler Alpen eine tatsächliche Hebung der Schneegrenze im Zeitraum von 1920 bis 1950 um ca. 90 m und gibt an, daß im Zeitraum von 1890 bis 1920 die Schneegrenzerhöhung ungefähr halb so groß war wie im Zeitraum 1920 bis 1950. Dies ergäbe eine beobachtete Hebung von 135 m gegenüber der errechneten von 160 m. Wenn man im Sonnblickgebiet für den Zeitraum 1850 bis 1920 einen Mittelwert von 70 m annimmt, so erhält man eine Hebung der Schneegrenze in dem Zeitraum 1850 bis 1950 von 205 m. Dieser Wert deckt sich ebenfalls gut mit dem von uns nach der Methode FINSTERWALDER berechneten 204 m.

Im Jahr 1850 besaß der Vogelmaier-Ochsenkargletscher eine Länge von 3.55 km, im September 1947 betrug sie — nach TOLLNER (32) — 2.60 km. Der Gletscher büßte in den ungefähr 100 Jahren mehr als ein Viertel seiner damaligen Länge, bzw., nach eigenen Berechnungen, 39% seiner Fläche ein. Schon im September 1958 aperte das obere Grupete Kees fast vollständig aus. Wohl verbleiben unterhalb noch Toteisrückstände, aber der Gletscher würde sich im Falle eines vollständigen Abreißens auf nur mehr 2 km Länge verkürzen.

Der größte Teil innerhalb der 1850-er Moräne ist mit Grundmoränen-

material überkleidet und bildet flache Rücken, deren Längsachse in der ehemaligen Gletscherrichtung liegt. Die hier noch stark verteilten Schmelzwasserbäche verlagern oft ihr Gerinne und fließen nicht schnell genug, um eine deutlich erodierende Wirkung erkennen zu lassen. Erst außerhalb der 1850-er Moräne beginnt ein Einschneiden, wie z. B. beim Maschingraben westlich vom Naturfreundehaus-Neubau.

Ein weiteres Charakteristikum des Gletschervorfeldes, das sich durch seine Geländeform und seine Pflanzenarmut ganz deutlich von seiner Umgebung unterscheidet, ist seine bräunliche Farbe. Es handelt sich dabei nach KIESLINGER (8) um einen Überzug aus Eisen- und Manganhydroxyden, welcher als chemisches Verwitterungsprodukt einen gewissen Schutz gegen weitere Verwitterung bildet. Diese Verwitterungsrinden oder -krusten sind im gletschernahen Raum zu finden. Sie können sich im eben eisfrei gewordenen Gebiet innerhalb weniger Monate bilden, vergehen aber anscheinend wieder und machen einer Flechtenvegetation Platz. Unter anderem ist die Landkartenflechte (*Rhizocarpon geographicum*) zu finden, deren Durchmesser sich mit zunehmendem Alter vergrößert und nach BESCHEL (1) als Altersmaßstab verwendet werden kann. Bei der Altersbestimmung der Moränen wurde daher die Landkartenflechte zu Hilfe gezogen. Es handelt sich um eine sehr langsam wachsende Gesteinsflechte, deren Hauptwachstumsfaktor die Feuchtigkeit ist. Feuchte, oder auch nur ehemals feuchte Standorte sind durch rascheres Wachstum und daher größeren Durchmesser der Flechten charakterisiert, während an trockenen Standorten das Wachstum langsam vor sich geht. Die Datierung einzelner Teile der Wälle wird dadurch schwierig, weil sich manchenorts verschiedene alte Moränen sehr nahe kommen, oder gar berühren, und die Flechten ja nur ein Mindestalter angeben, d. h. die Moränen auch älter sein können. Außerdem finden sich auf diesen Moränen, begünstigt durch größeren Feinerdegehalt, bereits Moose und Gräser, die die Flechtenvegetation überdecken und verdrängen. Trotzdem sind Anhäufungen der Werte, besonders bei den jüngeren Moränen, zu erkennen, die die Konstruktion einer Mittellinie und damit eine Altersangabe erlauben.

III. Höhengürtel der Landformung

Die klimatischen Verhältnisse beeinflussen in entscheidendem Maße die morphologischen Vorgänge, besonders durch die Verwitterung im hochalpinen Bereich. Die Ursache der oberflächlichen Lockerung, aber auch der Sortierung des Gesteins, sind hier in erster Reihe Temperaturschwankungen, welche wiederum eine Folge der Besonnung der Erde sind, wobei sich die Erwärmung in mechanische Energie umsetzt. Die Bodenbildung ist weitgehend vom Klima bestimmt, umso mehr, als auch die Fortführung und Ablagerung der Bodenteilchen durch Wasser und Wind ebenfalls durch das Klima bestimmt sind. Wo nun die durch Sonnenbestrahlung hervorgerufenen Temperaturschwankungen am größten sind, muß auch die physikalische Verwitterung am größten sein. Dies sind einerseits die Wüstengebiete mit ihrer intensiven Sonneneinstrahlung am Tage und der starken Abkühlung während der Nacht, und andererseits die Gebiete in der Nähe der Schneegrenze, also des subnivalen Bereiches.

Die Sonnenstrahlung, aber auch der oftmalige Durchgang der Temperatur durch den Nullpunkt ist in der gegebenen Höhenlage als der ausschlag-

gebende Faktor der physikalischen Verwitterung anzusehen. Ihr Einfluß macht sich aber nicht nur in physikalischer, sondern auch in chemischer und biologischer Hinsicht bemerkbar. Die ausgedehnte physikalische Gesteinsverwitterung im Hochgebirge ist eine Folge von Spannungserscheinungen in den Gesteinen, welche durch die großen und schroffen Temperaturschwankungen, vor allem bei wechselnder Einstrahlung, maximale Ausmaße annehmen können. Dazu kommt noch, daß auch Regen und Verdunstung zusätzliche Schwankungen hervorrufen.

Aus bisherigen Untersuchungen geht hervor, daß wohl nur aus dem Mikroklima die geomorphologisch wirksame Maximalzone erkennbar ist. Allerdings fehlen mikroklimatische Untersuchungen größeren Ausmaßes, vor allem aus dem Hochgebirge. Man versucht daher, Werte aus dem Makroklima abzuleiten. Für eine allgemeine Zonierung der einzelnen Wirkungsbereiche werden diese genügen. So ist die Beziehung der Frosthäufigkeit zur Schneedecke besonders von der Exposition abhängig, da Schlucht-, Becken- oder Hanglage, sowie Böschungswinkel die Andauer der Schneedecke wesentlich beeinflussen, und andererseits z. B. für die Wandverwitterung viel geringere Energien notwendig sind als für Solifluktionserscheinungen. Dies deswegen, weil auf Wänden nicht nur Frostverwitterung, sondern Sommer und Winter, je nach Lage, auch Insolationsverwitterung stattfindet. Trotzdem darf aber nicht angenommen werden, daß Schneelage allein genügt, um Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche vollständig auszuschließen. Gerade beim Abschmelzen des Schnees finden Vorgänge statt, die eine gesteigerte Verwitterung ermöglichen.

Als untere Grenze des Frostbodens gibt C. TROLL (35) für die Alpen 2200 m an. Nach den Untersuchungen von ST. HASTENRATH (6) bestehen aus klimatischen Gründen keine Bedenken, daß auch noch unter dieser Grenze Frostwirkung möglich ist. Der von TROLL angegebene Wert stellt nur eine allererste Annäherung dar.

Im Goldberggebiet können die untersten Formen von rezenter Solifluktion bis zu 1800 m hinunter festgestellt werden, während darüber eine Zerteilung mit einer Grenze bei 2400 bis 2600 m auftritt. Um die Zone der maximalen mechanischen Verwitterung angeben zu können, müssen zwei Faktoren beachtet werden. Der eine maßgebende Faktor ist die Frostwechselzahl, der andere die Andauer der Schneedecke. Frostwechsel kann nur dann voll wirksam auftreten, wenn keine schützende Schneedecke den Boden bedeckt. Wohl sind die Frostwechsel in der Inversionsschicht zwischen 900 und 1100 m Höhe am zahlreichsten, morphologisch aber wenig wirksam, weil sie zur Zeit einer starken Schneedecke auftreten. Oberhalb 2200 m finden die meisten Frostwechsel im Sommer statt — im Winter sind dort die Temperaturen fast dauernd unter 0° C — und hier fehlt weitgehend die schützende Schneedecke.

Für die Goldberggruppe wurden unter Zuhilfenahme der Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik langjährige Durchschnittswerte der Frost- und Eistage gewonnen, sowie die durchschnittliche Andauer der Schneedecke in verschiedenen Höhenstufen festgestellt, und daraus die folgende Tabelle von schneefreien Frostwechseltagen aufgestellt, Zum Vergleich werden auch die Durchschnittszahlen für die gesamten österreichischen Alpen angeführt (F. STELZER (30)):

Schneefreie Frostwechsellage:

Höhe (m)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Summe Sonnblick	Summe Österr. Alpen
1000	—	—	—	4	1	—	—	—	1	6	3	—	15	16
1200	—	—	—	—	1	—	—	—	1	8	1	—	11	13
1400	—	—	—	—	1	—	—	—	1	8	—	—	10	11
1600	—	—	—	—	2	1	—	—	2	7	—	—	12	11
1800	—	—	—	—	—	3	1	1	4	5	—	—	14	13
2000	—	—	—	—	—	3	2	2	6	3	—	—	16	16
2200	—	—	—	—	—	3	3	3	8	1	—	—	18	18
2400	—	—	—	—	—	1	6	6	9	—	—	—	22	20
2600	—	—	—	—	—	—	6	8	7	—	—	—	21	22
2800	—	—	—	—	—	—	4	10	5	—	—	—	19	20
3000	—	—	—	—	—	—	1	12	3	—	—	—	16	17

Aus der Tabelle ist deutlich eine Maximalzone von „aktivem“ Frostwechsel in einer Höhenstufe von 2200 bis 2800 m zu erkennen und erklärt die hier herrschenden Abtragungsvorgänge.

Wir haben vom geomorphologischen Standpunkt die reine mechanische Verwitterung durch Insolation und stärker durch die Sprengwirkung des gefrorenen, bzw. besser des gefrierenden Wassers, und die Gesamtheit der Frostbodenformen zu unterscheiden. Letztere soll gesondert betrachtet werden, da sie nicht mehr zur mechanischen Verwitterung zählt, wohl aber durch Temperaturschwankungen das durch Insolation und Frost gewonnene Material weiterbewegt.

I. DIRMHORN (3) hat bei ihren Oberflächentemperaturmessungen auf dem Sonnblick festgestellt, daß die Wärmeabgabe nach der Tiefe umso geringere Werte aufweist, je dünner eine Felsplatte ist. Man muß also für dünne Steine eine stärkere Temperaturschwankung erwarten, was zur Folge hat, daß die physikalische Verwitterung umso rascher vor sich geht, je kleiner und dünner die Gesteinsteile sind.

Während sich der Granitgneis gegenüber Temperaturschwankungen relativ verwitterungsfest verhält, sind die Plattengneise durch den Wechsel von Lagen verschiedenen Gesteins besonders empfindlich. Vor allem im Glimmer findet eine Herabsetzung der Festigkeit, Härte und Frostbeständigkeit statt, wodurch die Glimmerlagen bei Frosteinwirkung aufblättern. Bei Sonnenaufgang, wenn Insolutions- und Frostverwitterung gemeinsam wirksam werden, lösen sich immer wieder Platten und rutschen oder stürzen in die Tiefe.

Im allgemeinen überwiegt die Arbeit des Frostes. Sie tritt nur an besonnten, südseitig exponierten Stellen und nach Trockenheit gegenüber der reinen Insolutionsverwitterung etwas zurück, obwohl Frostwechsel oftmals auftritt. An beschatteten Stellen hingegen ist infolge besserer Durchfeuchtung die Frostwirkung die überwiegende. Die teilweise im geologischen Aufbau begründete Ungleichseitigkeit der Süd- und Nordseite schafft Verschiedenheiten in den Verwitterungsfolgen. So fallen die Schattseiten schroff zu den Karen hin ab, und hier wittern die Steinschlagwände parallel zurück, wobei sie sich durch Steinschlagrinnen in mehrere Wände aufteilen. Diese Wände bewahren ihre ursprüngliche Steilheit, das herabstürzende Material sammelt sich am Fuße in Form von Schutthalden und -kegeln. Die Südhänge hingegen trocknen leicht aus, sind flacher, das Verwitterungsmaterial bleibt

— zumindest teilweise — liegen und schafft dadurch die Möglichkeit einer Hebung der Vegetationsgrenzen. Die Sonnseiten haben eine geringere Reliefenergie als die Schattseiten.

Nach einigen Feldbegehungen wurde unter Zuhilfenahme von Luftbildern des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen und der photogeologischen Karte der Sonnblickgruppe von H. HOLZER (7) eine Karte des periglazialen Gürtels angefertigt.

Die oben angeführte Zone „aktiven Frostwechsels“ bedarf jedoch einer weiteren Unterteilung. Eine Grenzzone in einer Höhe von 2400 bis maximal 2600 m bringt einen Wechsel der Abtragungsvorgänge: Wir unterscheiden in der oberen Zone (= Frostschuttregion) zwei verschiedene Arten:

a) an den fast vegetationslosen Hängen, an denen praktisch keine morphologische Hemmung die Bewegungsvorgänge hindert, finden wir die sich in labilem Zustand befindenden Blockmeere.

b) auf Graten findet ein verstärkter Blockzerfall in situ mit reiner Blockbildung statt.

In der unteren Region bildete sich, begünstigt durch Feinerdeansammlung, bereits eine Grasbedeckung. Diese Zone ist ein vorzeitlicher periglazialer Gürtel, der sicher während der spät- und postglazialen Gletschervorstöße, vielleicht auch noch im Fernaustadium, in Bewegung war. Einen Hinweis darauf ergeben die unterhalb an die Fernamoränen des Vogelmaier-Ochsenkarkees und des Kl. Fleißkees anschließenden, heute unbewegten Blockzonen. Selbstverständlich ist in diesen, zuletzt also wohl während des Fernaustadiums aktiv bewegten Blockmeeren auch älteres Material eingeschlossen, das sich während des Gschnitz-, Daun- und Egesen-Stadiums bewegt hat. Aus solcher Zeit müssen auch die großartig gerundeten Blöcke, die bis zu 3 und 4 m Durchmesser annehmen, oberhalb der Rojacher Hütte stammen, die dort in situ entstanden sind. Heute findet nirgends eine Bildung von so großen Blöcken statt.

Nach unten wird der periglaziale Gürtel durch die obere Waldgrenze abgeschlossen, nur die Gletschervfelder, welche weiter hinunter reichen, fügen sich nicht ein. Über der Waldgrenze kommen die klimatischen Elemente Strahlung, Frost, Wind, Niederschlag ungehindert zur Geltung und bedingen nicht nur Abtragung, sondern auch differenzierende Gestaltung der Berghänge. An schattseitigen und dem Wind abgekehrten Hängen wird durch die vorhandenen Schneelagen, besonders an deren Grenzen gegen das Gestein, die Verwitterung erhöht, überdies aber das abgesprengte Material rasch abgeführt. Dadurch sind ganz allgemein die Nord- bis Nordosthänge höher und steiler als die meist sanfter und geglätteten Hänge der anderen Richtungen. Diese, von der heutigen Flußarbeit nicht verursachte Asymmetrie der Bergrücken ist in ihren Grundzügen durch das extreme Klima des Eiszeitalters entstanden. Heute ist diese Entwicklung nur mehr sehr schwach tätig, sie vermag die Hänge nicht mehr entscheidend umzuformen, wohl aber die geschaffenen Formen zu erhalten. Glatthänge fehlen somit meist an den Schattseiten, wo die Erhaltung von Schnee und Eis Unterschneidungswirkungen hervorruft. Auch in Leelagen finden sich größere Eis- und Schneeansammlungen, so daß auch diese oft Unterschneidungsmerkmale aufweisen. Die Glatthänge sind demnach vornehmlich an sonn- und luvseitigen Hängen ausgebildet (H. SPREITZER (26)).

Die heute noch vergletscherten Talschlüsse des Gr. und Kl. Fleißtales bedingen an den Schattseiten eine glaziale Unterschneidung der Hänge, wäh-

rend die süd- und westschauenden Hänge, bei denen die Steilhaltung fehlt, geglättet sind. Das Gr. Zirknitztal ist — wohl durch seine Nord—Süd—Erstreckung — rundum von Glatthängen umgeben, nur im Westen unter der Brettwand findet sich, durch die Leelage begünstigt, eine Steilstufe. Im obersten Wurtental ist nur der Hang um die Duisburger Hütte geglättet, im übrigen ist das Wurtenkees auch heute noch mit glazialer Unterschneidung tätig. Ähnlich verhält es sich im Hüttwinketal. Das Vogelmaier-Ochsenkarkees verhindert eine großräumigere Entstehung von Glatthängen. Erst nördlich der Durchgangsalpe ist der Osthang geglättet und wird weitgehend als Almgebiet verwendet. Wenn auch fallweise eine strukturbedingte Asymmetrie auftritt, überwiegt im Goldberggebiet dennoch die klimabedingte Formen- gebung.

In der beigegebenen Karte waren also einmal Glatthänge und Steilstufen, bzw. Steilwände zu unterscheiden, wobei die Glatthänge vegetationslos, mit Gras oder mit Blockmeeren bedeckt auftreten können. Weiters wurden die Schutthalden, bzw. -kegel als rezente Bildungen gesondert dargestellt. Bei den Blockmeeren gibt die Richtung der Signaturen die Wanderrichtung an.

Man muß zwei verschiedene Haupttypen von Blockmeerbildungen im Sonnblickgebiet unterscheiden:

1. Blockmeere in situ, gebildet durch physikalischen Zerfall, wobei man
 - a) kantige und
 - b) zugerundete Formen unterscheiden kann.
2. Blockmeere durch Abwanderung gebildet
 - a) noch in rezenter Bewegung
 - b) ehemals bewegt, heute ruhend.

Zum Typ 1 a) gehört als Musterbeispiel der Goldberg-Spitz, sowie weitere Stellen, an denen Grün- und Glimmerschiefer auftritt: entlang der großen Ufermoräne des Kl. Fleißkees und südwestlich vom Sandkopf. Weit verbreiteter ist der Typ 1 b), der an den Zentralgneis gebunden ist. Hier muß die Umgebung der Rojacherhütte als Muster angeführt werden. Auch in der Umgebung der Duisburgerhütte und nordwestlich des Wurtenkees finden sich in situ entstandene, zugerundete, zum Teil riesige Ausmaße annehmende Blöcke.

Als ein Blockmeer rezenter Bildung (Typ 2) ist vor allem der Rücken zwischen dem Zirmsee und dem Kl. Fleißkees, wie überhaupt das Gebiet um den Zirmsee anzusehen. Außerdem treten rezente Wanderbewegungen am Westabfall vom Herzog Ernst und im Leidenfrost, d. i. der Ostabfall des Kl. Sonnblick, auf. Die Beobachtungen der bewegten Blockmeere decken sich mit den von H. POSER (20) im Zillertal, wie auch von H. SPREITZER (26) in den Niederen und Hohen Tauern gewonnenen Erkenntnissen. Sie treten nur über einer Höhe von 2400 bis 2600 m auf.

Der Typ 2 b) ist durch postglaziale Festlegung der Blockmeere charakterisiert und an einer Vegetationsdecke erkennbar, wenn diese auch noch nicht überall geschlossen auftritt. Stellenweise findet man Ausrisse durch Niederschlag- oder Schmelzwasser, diese stören aber das Gesamtbild nicht. Die Untergrenze ist die obere Waldgrenze, die Obergrenze schwankt zwischen 2400 und 2600 m. Sie ist von Neigung und Gestein abhängig. Liegt sie westlich des Zirmsees in ca. 2400 m Höhe, finden wir sie im obersten Gr. Zirknitztal in fast 2600 m Höhe. Die Ursache dürfte hier in einer Ver-

flachung mit einer damit verbundenen Begünstigung der Vegetation zu suchen sein. Das Gleiche muß auch vom Südwesthang unter dem Sandkopf angenommen werden.

Die Klimaveränderungen der Nacheiszeit verursachen nicht nur ein Schwanken der Wald- und Schneegrenze, sondern auch eine Verschiebung der oberen Grenze der Blockmeerfestlegung. Wenn heute eine Hebung der Wald- und Schneegrenze angenommen werden muß (F. STELZER (28, 29)), so wird, bei genügend langer Dauer des jetzigen Klimas, die Festlegung der Blockmeere weiter nach oben vordringen.

Von den formenbildenden Bewegungsvorgängen der Denudation sollen nur die im Gefolge des Frostes auftretenden periglazialen Erscheinungen beschrieben werden. Man unterscheidet die aus Schuttbewegungen entstandenen Strukturböden und die amorphen Frostböden, wie Girlandenböden und Fließerdewülste. Es sind dies Vorgänge, welche den Hang umformen, zum Unterschied von der Verwitterung, welche an den Wänden wirkt.

Schuttbewegungen in Form von Solifluktion sind an plattigen Verwitterungsschutt, der im Sonnblickgebiet zum Großteil die Gletschervorfelder und die Schuttkegel unter den Wänden bildet, an starke Durchfeuchtung und oftmalige Regolation gebunden. Die Untergrenze dieser rezenten Bodenbewegungen verläuft parallel zu den übrigen Höhengrenzen und liegt — die vegetationslosen Gletschervorfelder ausgenommen — in ca. 2400 m Höhe. Auch hier ist eine schneearme Frostwechselzeit Vorbedingung, wobei aber eine dünne Schneedecke die Erscheinungen nicht ausschließt.

Strukturböden waren nicht zu finden, da Steinnetze ebene Flächen zu ihrer Entstehung benötigen. Für Steinstreifen wären wohl die nötigen Voraussetzungen gegeben, trotzdem sind auch sie nicht in klaren Formen zu finden, da in den Hohen Tauern an sich keine günstigen Verhältnisse vorliegen. So fehlt eine wasserundurchlässige Schicht unter dem wohl mächtigen Geröll. Das Wasser fließt sehr rasch ab und es kann keine Quellung des Bodens eintreten. Außerdem zerstört abstürzendes und, bei starker Gefornis, abruttschendes Material in Bildung begriffene Formen. H. KINZL (9) hat wohl vor der ehemaligen rechten Zunge des Vogelmaier-Ochsenkarkees und beim Kl. Fleißkees Steinringe gefunden, sie jedoch selbst als sehr jung bezeichnet. Es konnten aber weder diese, noch neu gebildete Formen gefunden werden — anscheinend aus den oben angeführten Gründen — obwohl Neubildungen in einigen Jahren hätten entstehen können.

Demgegenüber konnten Rasenbewegungen festgestellt werden, im allgemeinen in Höhen um 2000 bis 2200 m. Auch hier ist Durchfeuchtung und häufig sich wiederholender Frostschiebung Grundbedingung. Wo erweichter Boden abwärts geflossen ist, wirkt Kammeisbildung an den vegetationslos gewordenen Stellen unterhöhrend und zerstört auch die umgebende Vegetation. Diese Formen sind in deutlicher Ausbildung im oberen Talschluß des Rauriser Tales zu finden, und zwar südlich und südöstlich oberhalb Kolm-Saigurn in den Melcher Böden und unterhalb des Hocharn in den Grieswies-Mäher, aber auch im Kl. Fleißtal, nördlich vom Pocher, und im Gr. Zirknitztal. In der geschlossenen Waldzone unterhalb 1700 bis 1800 m sind keine rezenten Erscheinungen dieser Art mehr festzustellen, da die Durchwurzelung den Boden verfestigt und durch ein gesteigertes Wasserhaltevermögen diese schützende Wirkung noch vergrößert wird.

Es liegen also die klimatisch bedingten Zonen übereinander in verschiedenen Höhenlagen, wobei nicht nur die klimatischen Unterschiede, sondern auch Gestein, Relief und Vegetation eine Rolle spielen.

Zusammenfassung

Die Großformung der Goldberg- oder Sonnblickgruppe ist durch eine von Ruhepausen unterbrochene Aufwölbung mit wachsender Phase charakterisiert. In den Ruhepausen der Aufwölbung wurde jeweils um das Zentrale Bergland eine Fußfläche ausgeräumt, die als Erosionsbasis für das höhere Gebiet in Form von Ebenheiten in dieses zurückgriff. Daß es sich um keine Verbiegungen einer einheitlichen Fläche, sondern tatsächlich um verschieden alte Flächen handelt, ergibt sich aus der talartigen Verzahnung der Flächen. Nach Abschluß der Aufwölbung und Anlage der höchsten Flächensysteme hat eine Hebung en bloc mit eingeschalteten Ruhepausen weitere Verebnungssysteme geschaffen, die für das Querprofil und den Stufenbau der Täler verantwortlich sind.

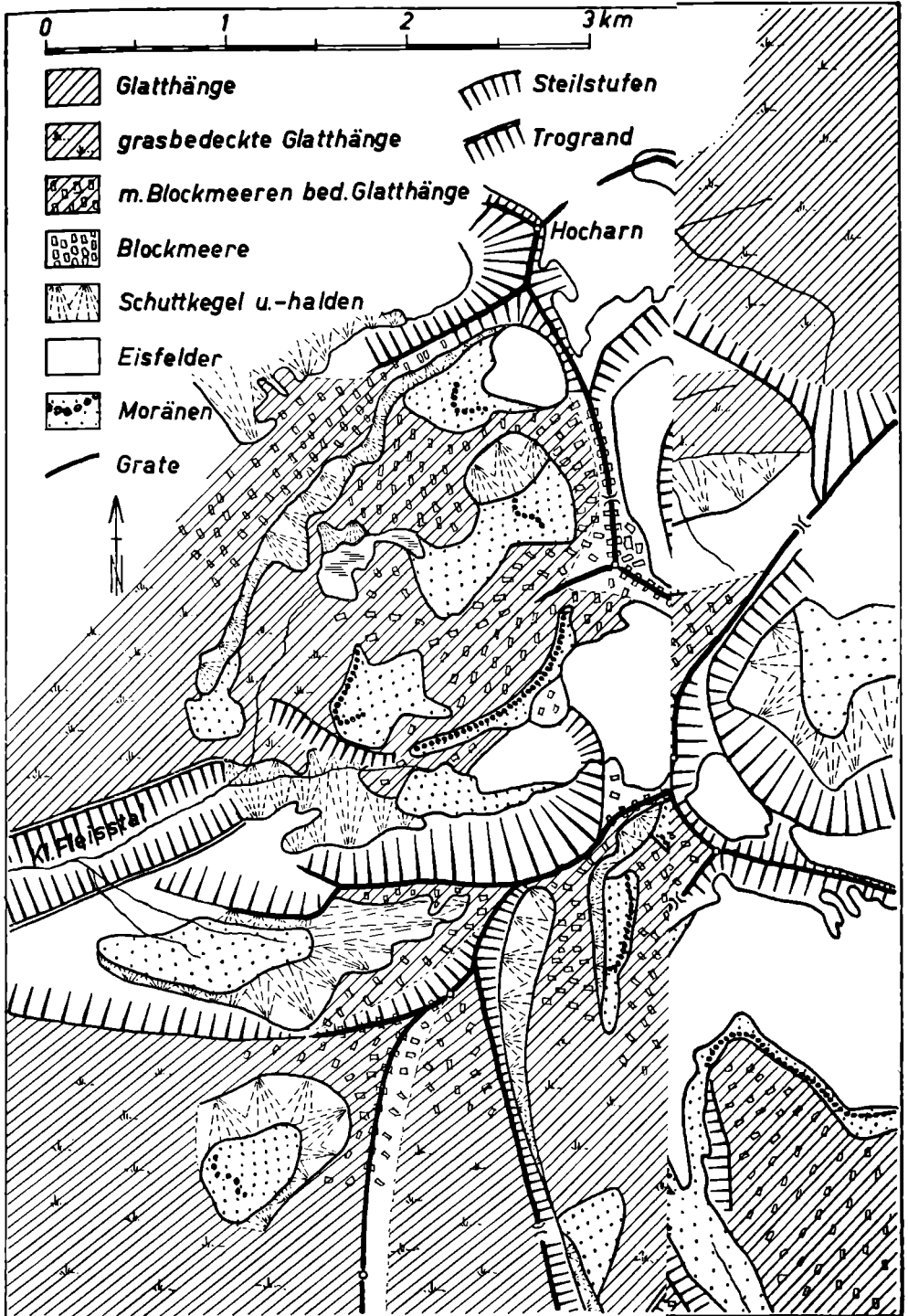
Die aus der Großformung stammenden Verflachungen des B- und C-Niveaus boten als Sammelbecken die Voraussetzung für die Entstehung von Gletschern. In ihrem Ausmaß aber sind sie weitgehend von den wechselnden Verhältnissen des Klimas abhängig, wenn auch der Untergrund bei der Längenänderung eine Rolle spielen kann. Im allgemeinen wurde ein steter Rückgang der Gletscher mit wechselnder Geschwindigkeit festgestellt. Als Ursache ist eine Hebung der Schneegrenze anzusehen, die in den letzten 100 Jahren rund 200 m betragen hat, und durch warme, niederschlagsarme und daher strahlungsreiche Hochgebirgssommer hervorgerufen wurde.

In dem rezenten Kräftespiel ist gegenwärtig wohl die Frostverwitterung der vorherrschende Faktor, wenn auch in den höheren Regionen die Insolationsverwitterung zeitweise mitbeteiligt ist. Allerdings läßt sich keine Abgrenzung festlegen, da die Einflüsse von Exposition und Hangneigung stark abhängig sind. Jedenfalls konnte, wie bei den übrigen Höhengrenzen, ein Aufwärtswandern der geomorphologisch unterschiedlich wirksamen Zonen festgestellt werden.

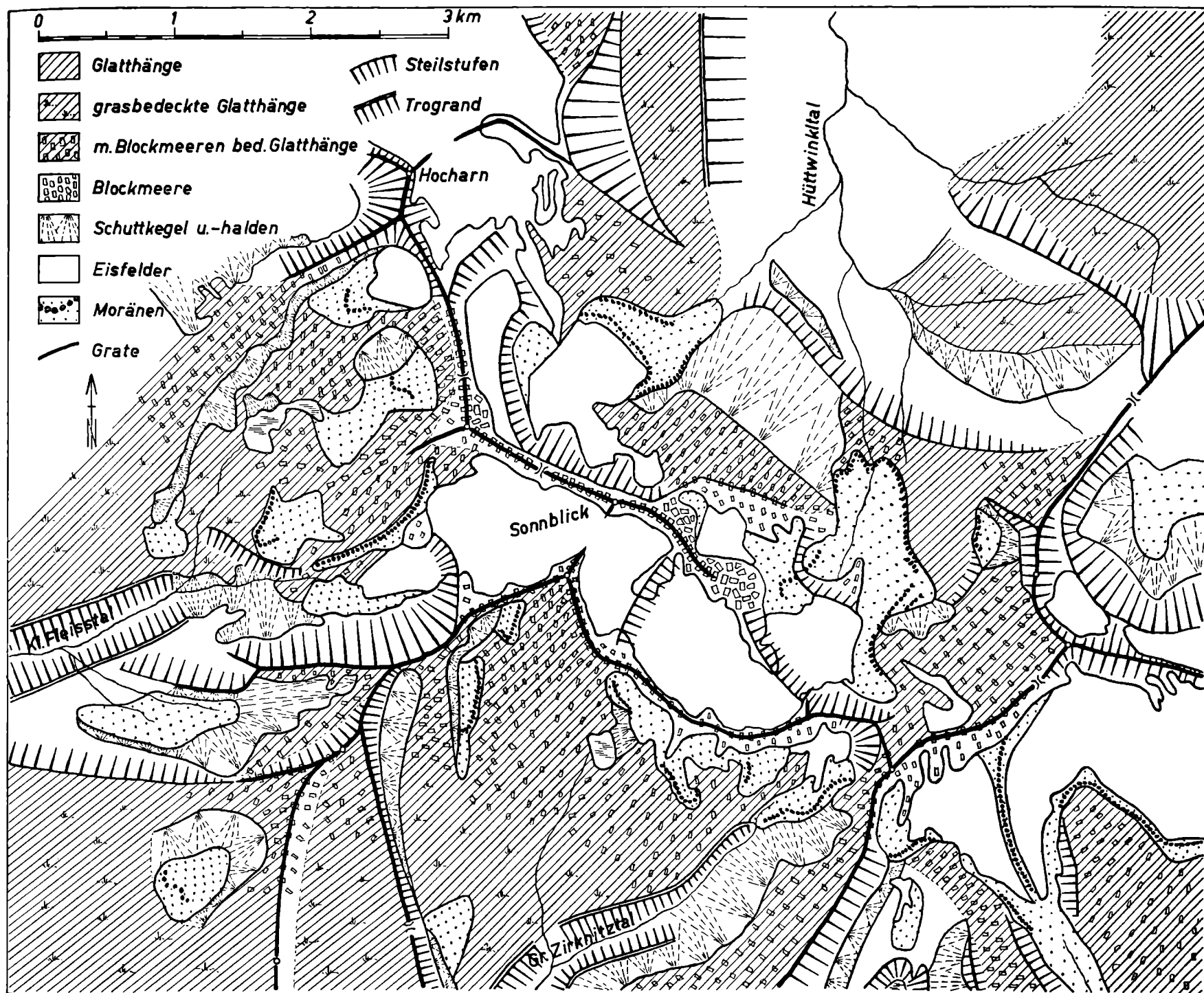
Schriftenverzeichnis

1. BESCHEL, R.: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 1, 1950.
2. BRÜCKNER, E.: Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung. — ZDÖAV, 17, 1886.
3. DIRMHORN, I.: Oberflächentemperaturen der Gesteine im Hochgebirge. — Arch. Met., Geophys. u. Biokl., B IV, 1952.
4. EXNER, CHR.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebungen der östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 91, 1949.
5. FINSTERWALDER, R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. — Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 2, 1953.
6. HASTENRATH, ST.: Zur vertikalen Verteilung von Frostwechseln und Froststrukturböden in den Alpen. — Ber. Dtsch. Wetterdienstes, 54, 1959.
7. HOLZER, H.: Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe (Hohe Tauern), Geol. Luftbildinterpretation I. — Jb. Geol. BA., 101, 1958.
8. KIESLINGER, A.: Verwitterungsstudien im Sonnblickgebiet. — Jb. d. Sonnblick V., 46, 1937.
9. KINZL, H.: Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. — Pet. Mitt., 74, 1928.
10. KINZL, H.: Die Gletscher der Sonnblickgruppe in den Jahren 1896 bis 1928, — Jb. d. Sonnblick V., 17, 1928.

11. KINZL, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. VIII. Sonnblickgruppe. — Ztschr. f. Gletscherkunde, 17, 1929.
12. KINZL, H.: Gletscherschwund und Gletscherform. — Festschrift f. Dr. V. PASCHINGER, Carinthia II, 1953.
13. KLIMPT, H.: Morphogenese der Sonnblickgruppe. — Geogr. Jb., 1941—42, 1943.
14. LICHTENECKER, N.: Neue Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. — Jb. d. Sonnblick V., 44, 1935.
15. PASCHINGER, V.: Pasterzenstudien. — Festschrift z. 100 jähr. Bestehen d. nat.-wiss. V. f. Kärnten, 11. Sonderheft, 1948.
16. PETERS, K.: Die geologischen Verhältnisse des Ober-Pinzgtaus, insbesondere der Zentralalpen. — Jb. d. k. k. Geol. R. A., 5, 1854.
17. PIPPAN, TH.: Morphologische Untersuchungen in den nördlichen Tauerntälern. — Mitt. Ges. Sbg. Ldskde., 1949.
18. PIPPAN, TH.: Das Problem der Taxenbacher Enge. — Verh. Geol. BA., 1949.
19. PENCK, A.: Gletscherstudien im Sonnblickgebiet. — ZDÖAV, 28, 1897.
20. POSER, H.: Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). — Gött. Geogr. Abh., 15, 1954.
21. RICHTER, E.: Die Gletscher der Ostalpen. — Stuttgart, 1888.
22. ROHRHOFER, F.: Untersuchungen an Ötztaler Gletschern über den Rückgang 1850—1950. — Geogr. Jb., 25, 1955.
23. SCHMUCK, A.: Beiträge zur Geomorphologie der Sonnblickgruppe. — Mitt. nat.-wiss. V. f. Stmk., 69, 1932.
24. SEEFELDNER, E.: Zur Morphologie der Salzburger Alpen. — Geogr. Jb., 13, 1926.
25. SPREITZER, H.: Über die Entstehung der Großformen der Hohen Gurktaler Alpen. — Carinthia II, 1951.
26. SPREITZER, H.: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. — Ztschr. Geomorph., Suppl. Bd. 1, 1960.
27. STEINHAUSER, F.: Die Meteorologie des Sonnblicks. 1. Teil. Hgg. v. Sonnblick V., 1938.
28. STELZER, F.: Die Hebung der Schneegrenze im Sonnblickgebiet im Zeitraum 1850—1949. — Wetter u. Leben, 10, 1958.
29. STELZER, F.: Die Waldgrenze im Sonnblickgebiet. — Wetter u. Leben, 12, 1960.
30. STELZER, F.: Frostwechsel und Zone maximaler Verwitterung in den Alpen. Wetter u. Leben, 14, 1962.
31. STINY, J.: Zur Landformenkunde des Glocknergebietes. — Geol. Rundschau, 25, 1934.
32. TOLLNER, H.: Zum Eisschwund der Alpengletscher. — Wetter u. Leben, 1, 1948.
33. TOLLNER, H.: Die Sonnblickgletscher in den Jahren 1938—1951. — Jb. d. Sonnblick V., 48, 1950.
34. TOLLNER, H.: Bericht über die Eisstände der Gletscher der Großglockner- und Sonnblickgruppe im Frühherbst 1954, 1955 und 1956. — Jb. d. Sonnblick V., 51—53, 1953—55.
35. TROLL, C.: Strukturboden Solifluktion und Frostklimata der Erde. — Geol. Rundschau, 34, 1944.
36. ZINGG, TH.: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage, Angew. Pflanzensoz. — Festschrift f. E. Aichinger, II, 1954.



Rezente und vorzeitlich



Rezente und vorzeitliche Formengebung im Gebiet des Hohen Sonnblicks