

# Zur Klimatologie der Gletscherregion der Sonnblickgruppe.

Von DR. FRITZ MACHAČEK.

Die Untersuchungen Eduard Richter's über die Höhe der Schneegrenze in den Ostalpen haben gelehrt, dass das früher angenommene Ansteigen der Schneegrenze in den Alpen von W nach E nicht existirt, und dass gerade die östlichen Theile der Hohen Tauern durch eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze ausgezeichnet sind. Diese auf direkten Beobachtungen fussende Erkenntniss erfordert aber auch eine Bestätigung durch klimatologische Untersuchungen, die gegenwärtig in den Ostalpen in grösserem Umfange als früher durch die Erweiterung des meteorologischen Beobachtungsnetzes und namentlich durch die Errichtung mehrerer Gipfelstationen möglich geworden sind. Gerade die Sonnblickgruppe bietet für solche Untersuchungen ein geeignetes Feld; denn die auf dem Hohen Sonnblick ausgeführten meteorologischen Beobachtungen führen nicht nur dem Studium der Verhältnisse in den oberen Luftschichten eine Fülle neuen Materials zu; sie gestatten auch, zu Resultaten über die Lage der Schneegrenze zu gelangen, in der die Vergletscherung eines Gebietes ihren klimatologischen Ausdruck findet, und die klimatischen Bedingungen zu erkennen, unter denen Ernährung und Auflösung der Gletscher vor sich gehen.

## Kap. I. Der gegenwärtige Zustand der Gletscher der Sonnblickgruppe<sup>1)</sup>.

Die Sonnblick- oder Goldberggruppe liegt zwischen zwei tiefen Einsenkungen des Hauptkamms der Hohen Tauern, dem Hochthor des Heiligenbluter Tauern im W (2572 m) und dem Mallnitzer Tauern im E (2414 m). Die Entwässerung der Gruppe nach N besorgt grösstentheils die Ache des Rauristhales, dessen beide Arme, das Hüttwinkel- und das Seidlwinkelthal, sich bei Wörth vereinigen und welches bei Taxenbach in das Salzachthal mündet. Der östliche Theil der Nordabdachung unserer Gruppe ist den westlichen Verzweigungen des Gasteiner Thales, dem Sieglitzthale und dem Nassfeld tributär. Die Gletscherbäche der Südseite richten sich zur Möll, die nacheinander die Wasseradern der beiden Fleiss- und Zirknitzthäler und des Franganterthales aufnimmt. Die ganze Gruppe dacht sich somit nach N zur Salzach, nach S zur Möll und durch diese zur Drau ab.

Mit der Höhenabnahme der Hohen Tauern von W nach E geht die Abnahme der Vergletscherung in der gleichen Richtung parallel. Beträgt das

---

<sup>1)</sup> Betreffs der gegenwärtigen Ausdehnung der Gletscher kann sich der Verfasser auf eigene Beobachtungen aus den Sommermonaten der letzten Jahre stützen, sowie auf die Resultate einer tachymetrischen Aufnahme der Zungen der drei bedeutendsten Gletscher der Gruppe, ausgeführt von Prof. Alb. Penck und Dr. A. E. Forster im September 1896 (vgl. Penck: »Gletscherstudien im Sonnblickgebiete.« Zeitschr. d. Dtsch.-Oesterr. Alp-Ver., 1897).

Gletscherareal in der Venedigergruppe bei einer mittleren Kammhöhe von 3122 *m* noch 17% des Gesamtareals, so ist in der Goldberggruppe die mittlere Kammhöhe auf 2910 *m*, das Gletscherareal auf 3.2% des Gesamtareals gesunken<sup>1)</sup>. Der Antheil der Nord- und Südseite des Tauernkammes an der Vergletscherung ist ein verschiedener, die Südseite ist trotz der für die Gletscherentwicklung ungünstigen Exposition in allen Gruppen der Hohen Tauern mit Ausnahme der Goldberggruppe stärker vergletschert als die Nordseite. Der Grund dieses verschiedenen Verhaltens liegt in der ungleichen Vertheilung der Massenerhebung. In der Venediger-, der Glockner- und der Ankogel-Gruppe liegen die meisten Hauptgipfel südlich des Hauptkammes und es liegt in den beiden erstern Gruppen der Südfuss der Tauern rund 5—600 *m* höher als der Nordfuss. Hingegen liegen in der Goldberggruppe nur zwei Gipfel, welche die Höhe von 3000 *m* übersteigen, nicht im Hauptkamme, der Grieswieschwarzkopf (3093 *m*) im N, der Sandkogel (3084 *m*) im S, und es ist die Ueberhöhung des Hauptkammes über den Längsthälern der Salzach und der Drau fast gleich gross, der Abfall gegen die Tiefenlinie des Möllthales sogar steiler als der nach N. Auf der Linie: Taxenbach-Tauernhauptkamm-Ausser-Fragant beträgt das Gefälle auf der Nordseite 77‰, auf der Südseite 143‰. Es verstärkt also auf der Südseite der Goldberggruppe den Einfluss der Exposition auf die Gletscherentwicklung der Einfluss der steilern Böschung; wir haben daher auf der Nordseite unserer Gruppe zahlreichere und grössere Gletscher zu erwarten als auf der Südseite; die Ersteren decken 5%, die Letztern nur 2.5% des Areal der jeweiligen Abdachung<sup>2)</sup>.

Trotz ihrer geringen Erhebungsverhältnisse besitzt aber die Goldberggruppe eine relativ stattliche Vergletscherung. Diese verdankt sie einerseits dem günstigen Einfluss klimatischer Faktoren, anderseits der Beschaffenheit des Geländes. Die oberen Kammpartien sind in der Regel sanft geböschte Flächen, die der Bildung echter Gehängegletscher förderlich sind; zahlreiche, tief in's Gehänge eindringende Kare mit schwach geneigtem Boden ermöglichen die Ansammlung bedeutender Schnee- und Firnmassen, aus denen sich Kargletscher entwickeln. Dadurch ist auch der allgemeine Charakter der Gletscher unserer Gruppe bestimmt. Dieselbe besitzt keinen einzigen Vertreter der echten Thalglletscher; sämtliche Gletscher sind solche zweiter Ordnung, verhältnissmässig kleine Eiskörper, deren Enden hoch über den Thalsohlen liegen, in den mannigfachsten Uebergängen von grossen Kar- und Gehängegletschern bis zu unbedeutenden, stets schneebedeckten Firnflecken.

Nachdem die Tauernkette auf einem südlichen Nebenkamme im Grosse Glockner ihre Kulmination erreicht hat, senkt sich der Hauptkamm beim Uebergang in die Goldberggruppe rasch unter 2600 *m* hinab und verläuft sodann ohne jede Verästelung auf 8 *km* Längenerstreckung, fast genau westöstlich. Während seine Südseite in steilen Wänden zum grossen Fleissthal abfällt, dacht sich die Nordseite sanft ab und trägt einen der grössten Gehängegletscher der Ostalpen, das Weissenbäckkees. Die obersten Partien desselben, bis zu der zusammenhängend verlaufenden Randkluft, sind ziemlich steil, dann folgt eine flachere Partie und schliesslich zahlreiche kleine, abermals steilere Zungen, von denen die östlichste am tiefsten, nämlich bis ca.

<sup>1)</sup> Brückner, »Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung.« Zeitschr. d. Dtsch.-Oesterr. Alp.-Ver., 1886, S. 163.

<sup>2)</sup> Brückner, a. a. O., S. 178.

2450 *m*, die westlichste bis ca. 2500 *m* herabreicht. Was diesen Gletscher vor anderen auszeichnet, ist die geringe Länge im Verhältnisse zu der doppelt so grossen Breite, ferner der Umstand, dass eine Felsumrahmung nahezu völlig fehlt. Nur im E überragt der schmale, brüchige Grat, der von der Wasserfallhöhe zum Krumlkeeskopf (3095 *m*) hinaufführt, den Gletscher in beträchtlicherer Höhe. In der Hauptkammlinie überragen nur einige kleine Felksköpfe, darunter das Hintere Modereck (2919 *m*) das Firnfeld; gegen W geht die Gletscheroberfläche in das schwachgeneigte »Plattenkar« unmittelbar über. Die nothwendige Folge dieser Verhältnisse ist der Mangel an echten Obermoränen. Die ganze Gletscherfläche ist schuttfrei; nur am untersten Rande ist das Eis mit eckigem Gesteinsmaterial gespickt. Offenbar stammt dasselbe von der obersten Umrahmung des Gletschers, geht dort in den Gletscher ein und tritt, den Stromlinien des Eises folgend, am untern Gletscherrande wieder hervor. Dieses Moränenmaterial zeigt keinerlei abnützende Wirkungen des Eises; das Gestein — es ist ein von Calcit- und Quarzgängen durchzogener Glimmerschiefer — scheint Rundung und Abschleifung nicht zuzulassen. Von derselben Beschaffenheit ist auch das vor dem Gletscherrande liegende Endmoränenmaterial, bestehend aus kleinen Scherben, die eine weite Schuttfläche zusammensetzen. Bei dem Mangel an Obermoränen können sie nur die vom Gletscher zurückgelassene Innenmoräne und Grundmoräne darstellen.

Ein steiles und zerrissenes Firnfeld ist der östliche Nachbar des Weissenbachkees, von dem es durch den erwähnten Grat zwischen Wasserfallhöhe und Krumlkeeskopf getrennt ist. Es endet in einem Abbruch hoch über der Sohle des Krumlthales. Durch die sog. Keeswand ist dieses noch namenlose Firnfeld, das Richter als westlichen Theil des Krumlkees bezeichnet, getrennt von dem eigentlichen Krumlkees. Dieses bedeckt das vom Hochnarr (3258 *m*) und Grieswiesschwarzkopf (3093 *m*) in's Krumlthal abfallende Gehänge und senkt sich mit ziemlich gleich bleibendem Gefälle bis auf ca. 2300 *m* herab. Auch dieser Gletscher ist nahezu völlig schuttfrei; nur das Zungenende ist von einem wüsten Trümmerwerk von Blöcken aller Grösse überschüttet, die von der erwähnten Keeswand herabstürzen. Das rechte Ufer ist von ca. 2600 *m* an von einer Ufermoräne begleitet, die sich unterhalb des Gletscherendes bis ca. 2200 *m* herab fortsetzt.

Mit den obersten Partien des Krumlkees hängt ein grösseres Firnfeld zusammen, das vom Nordgrat des Grieswiesschwarzkopfes gegen das Ritterkar herabzieht, ohne aber dessen Boden zu erreichen. Vom Hochnarr an schwenkt der Hauptkamm nach S ab, um am Goldzeckopf (3070 *m*) wieder in die östliche Richtung zurückzukehren, die er bis zum Hohen Sonnblick (3106 *m*) beibehält. Die Hochnarrkuppe ist in einen zusammenhängenden Firmantel gehüllt, aus dem nur die äusserste Spitze und eine grössere Felspartie in der Nähe der Goldzechscharte herausragt. Dieses obere Hochnarrkees bricht an einer steilen ca. 200 *m* hohen Wand ab, von der aus sich ein Schuttkegel, bestehend aus Grundmoräne und Lawinenschutt, abwärts erstreckt bis zum sog. Pilatuskees oder unteren Keesboden. Während dieser früher mit dem oberen Hochnarrkees zusammenhing, bildet er gegenwärtig die Fortsetzung eines ungemein steilen, noch namenlosen Gletschers, der in stattlicher Breite von der Norwand des Hohen Sonnblicks herabstürzt. Durch eine schmale Eisrinne hängt Letzterer mit dem sog. Keestrichter zusammen, einem kleinen, unter ca. 40° geneigten Gletscher, der zwischen zwei

Rippen des Nordabsturzes des Sonnblicks eingekellt ist, und durch Lawinen von diesem herab gespeist wird; sein unteres Ende liegt in 2400 *m* Höhe<sup>1)</sup>. Der untere Keesboden besitzt elliptische Gestalt und ist der Mitte stark aufgewölbt und hier von einer mächtigen Decke durchaus eckiger Gesteinstrümmer verhüllt, die offenbar von der Wand herrühren, an welcher das obere Hochnarrkees abbricht. An seinem linken Ufer liegt ein breiter Streifen übereinander gethürmten Moränenmaterials, gebildet von theils eckigen, theils gerundeten Augengneiss-Blöcken, während das rechte Ufer von einer scharfgratigen, 40—50 *m* hohen Ufermoräne überragt wird; diese besteht vorwiegend aus losem, sandigem Material, in welches grosse gerundete Blöcke eingebettet sind. Die Aussenseite dieser Moräne ist bereits stark berast. Das untere Ende des Pilatuskees war in den beiden letzten Sommern von einer Lawine verhüllt und dürfte in 2170 *m* Höhe gelegen sein; es ist das der am tiefsten herabreichende Gletscher unserer Gruppe. Von seinem Ende reichen abermals zwei parallele, 20—30 *m* hohe Ufermoränen bis ungefähr 2000 *m* abwärts, welche das vom Gletscher verlassene Gebiet begrenzen.

Am Hohen Sonnblick entsendet der Hauptkamm nach E einen Ausläufer, der im Kleinen Sonnblick 2638 *m* erreicht. Er selbst bildet einen nach N geöffneten, nahezu halbkreisförmigen Bogen, der über den Goldbergspitz (3060 *m*), Tramerkopf (2838 *m*), Tramerscharte, Windischkopf, Windischscharte (2727 *m*), Alteck (2939 *m*), Niedere Scharte, Goldbergtauernkopf (2770 *m*) und die Fraganter Scharte bis zum Herzog Ernst (2933 *m*) reicht. Die dadurch geschaffene weite Ausbuchtung des Geländes bietet Raum zur Entwicklung eines bedeutenden Kargletschers, des Goldbergkees, das die Gebrüder Schlagin weit sogar unter die Thalglletscher rechnen. Zu Zeiten eines Gletscherhochstandes erfüllt das ganze Kar, im N bis zum Kleinen Sonnblick, im E bis zum Herzog Ernst ein einheitlicher Gletscherkomplex. Gegenwärtig enthält es drei selbstständige, aber sehr verschieden grosse Gletscher. Der Hauptgletscher, auch Vogelmaier-Ochsenkarkees genannt, zieht sich bogenförmig zuerst nach E, dann nach N; durch zwei Stufen, das obere und untere Grupete Kees, zerfällt er in drei flachere Partien, den oberen, mittleren und unteren Keesboden. Der obere Keesboden reicht an die Gipfel des Goldbergspitz und Hohen Sonnblicks hinauf. Im Juli 1897 wurden auf demselben schön entwickelte Schneerillen beobachtet, wie sie u. a. R. Sieger (Karstformen der Gletscher, Geogr. Zeitschr. I., 182 ff.) beschreibt. Gegen die Mitte des Firnbeckens liefen von beiden Seiten kleine, unter einander parallele Rillen zusammen, die sich nahe der Mittellinie in eine unregelmässige Verästelung auflösten; sie sind offenbar die Wirkung der Schmelzwasser und verleihen der Gletscheroberfläche ein karrenähnliches Aussehen. Der untere Keesboden, die eigentliche Gletscherzunge, ist mässig geneigt und an seinem Ende durch einen ausgeaperten Felsbuckel in zwei Lappen getheilt. Der östliche reicht bis 2270 *m*, der westliche bis 2230 *m*; das Ende des Letzteren war in den Sommermonaten 1896 und 1897 von einer grossen Lawine verschüttet, die sich auch in die enge Schlucht hineindrängte, die der Gletscherbach, die Quelle der Hüttwinkler-Ache, durchmisst. Im September 1898 war diese Lawine verschwunden und an ihrer Stelle das Zungenende in Gestalt eines hammerförmigen Lappens zu Tage getreten.

<sup>1)</sup> Eine eingehende Beschreibung dieser nur schwer zugänglichen oberen Gletscher gab Wilhelm v. Arlt. (Mitth. d. Dtsch.-Oesterr. Alp.-Ver., 1897, S. 59). Siehe auch Taf. I des sechsten Jahresberichtes des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1897.

Der Südostgrat des Hohen Sonnblicks trennt den oberen Keesboden von dem Kleinen Sonnblickkees, das durch den Gletscherrückgang selbstständig geworden ist und in zwei kleinen Zungen endet. Die nördliche endet in 2500 *m* an einer Felswand, die das westliche Ufer der Zunge des Hauptgletschers überragt; die südliche ist von diesem nur durch einen schmalen Grundmoränenstreifen getrennt.

An seinem rechten Ufer wird das Goldbergkees durch eine grosse Ufermoräne von dem Neunerkees geschieden; das letztere besteht gegenwärtig nur aus einer ca. 150 *m* breiten Eisrinne, der »Wintergasse«, die vom Goldbergtauernkopf abwärts zieht und sich vor der genannten Moräne zu einem in der Richtung des Goldbergkees gestreckten Firnfeld mit schöner Bänderung erweitert. Ein grösserer Firnfleck liegt unterhalb der Niedern Scharte zwischen 2600 und 2700 *m*<sup>1)</sup>. An das westöstlich streichende, kurze Kammstück zwischen Herzog Ernst und dem Schareck, dem zweithöchsten Gipfel der Gruppe mit 3131 *m*, reicht ein mächtiges Firnlager heran, das Schareckees, das auch die Nordseite des Schareckgipfels überdeckt und in 2900 *m* Höhe geradlinig an einer 400 *m* hohen Wand abbricht. Den Fuss derselben überkleidet eine zerrissene Firndecke; unterhalb derselben liegt, völlig von Schutt überdeckt, ein regenerirter Gletscher, der nur durch eine steile Eisrinne, welche vom Kleinen Schareck (2951 *m*) herabreicht, mit dem obern Schareckkees zusammenhängt und in ca. 2320 *m* Höhe endet. Auf diesen kann man nach Sonklar's Vorgange den Namen Siglitzkees anwenden, da sonst kein Gletscher dem Siglitzthal tributär wird. Vom Baukogel (Punkt 2723 *m* der Originalaufnahme) senkt sich ein Firnlappen zwischen 2700 und 2400 *m* herab, der aber das Siglitzkees nicht mehr erreicht.

Indem der Hauptkamm vom Schareck bis zum Weinflaschenkopf (3005 *m*) nach S zurückbiegt und dann die westöstliche Richtung wieder einschlägt, schafft er noch einmal Raum zur Entwicklung eines grösseren Kargletschers, des Schlapperebenkees. Dasselbe besteht aus einer flachen Partie zwischen 2700 *m* und 2800 *m* Höhe, und einem steilen Abbruch, der sich bis 2500 *m* herabsenkt und halbkreisförmig an einer Felswand abbricht. Diese heisst sammt ihrer Eisumrahmung im Thale das »Auge«.

Die Berge, die das Gastéiner Nassfeld im S umrahmen, nämlich der Schlappereben-Spitz (2972 *m*), der Murauerkopf (2996 *m*) und der Geiselkopf (2968 *m*), tragen einige unbedeutende Firnflecken, deren Ausdehnung aber infolge ihrer Schneebedeckung nicht mit Sicherheit angegeben werden kann. Am ausgedehntesten sind die am Nordabhang des Geiselkopfs, die Sonklar nach dem unterhalb derselben gelegenen Kar als Höllkarkees bezeichnet.

Auf der Südseite der Goldberggruppe kommt vorwiegend der Typus der Firnflecken zur Geltung; daneben erlangen nur zwei Gletscher eine grössere Bedeutung.

Von W nach E vorschreitend, treffen wir unterhalb der steilen Wände, welche den Süstabsturz des Hochnarr bilden, einen kleinen Kargletscher, das Grosse Fleisskees, von Lawinen gespeist und fast völlig von ihnen überdeckt, einen ziemlich ebenen, elliptischen Eiskörper bildend, der bis 2560 *m* herabreicht. Sein Ende wird von massenhaftem Lawinenschutt ver-

<sup>1)</sup> Die eigenthümlichen Moränenverhältnisse des Goldbergkees, sowie der später zu besprechenden Gletscher der Südseite, des Kleinen Fleiss- und Wurtenkees wurden bereits ausführlich von A. Penck, »Gletscherstudien im Sonnblickgebiete« (Zeitschr. d. Dtsch.-Oesterr. Alp.-Ver., 1897) behandelt, weshalb hier nicht näher auf sie eingegangen wird.

hüllt. Auf der Südabdachung des Grates zwischen Hochnarr und Goldzechkopf liegen zwei unbedeutende Firnfelder, das Goldzech- und das Zirmkees (bei Pošepny Berghauskees), die durch einen schmalen Eisstreifen mit einander verbunden sind. Das Zirmkees endet vor einer sandigen Fläche, die der Gletscherbach in vielfachen Verästelungen durchmisst, worauf er sich über einen von Rundhöckern bedeckten Querriegel in den Zirmsee, eine durch Gletschererosion geschaffene echte Felswanne, ergießt. Auf einem Felsvorsprung zwischen Goldzech- und Zirmkees liegt in 2740 *m* Höhe, das seit 1563 bestehende Goldzech-Knappenhau.

Das Kar des Zirmsees ist durch den Grat des Zirmseekogels, einer aus plattigem Centralgranit aufgebauten grotesken Pyramide, von dem Kare der Kleinen Fleiss getrennt, das der gleichnamige Gletscher erfüllt. In seinem Firnbecken zwischen Hohem Sonnblick und Goldbergspitz mit dem obern Goldbergkees verwachsen, bildet das Kleine Fleisskees zunächst einen flachen Boden, der durch eine Stufe in circa 2800 *m* Höhe in die kleine Zunge übergeht. Gegen S ist dieselbe durch die Wände des Rothen Mannes (3088 *m*) geschützt und durch Lawinen von diesem herab gespeist; daher wölbt sich das Eis am linken Ufer höher auf als in der Mitte, zumal dort eine starke Schuttbedeckung der Abschmelzung hinderlich ist. Den nördlichen Rand der Zunge überragt eine 30—40 *m* hohe Ufermoräne; hier ist das Gletscherufer durch einen tiefen Bergschrund vom Eise getrennt, in den das lose Material der Ufermoräne herabrollt und so zum zweiten Male auf den Gletschergrund geräth und der Grundmoräne einverleibt wird. Das Gletscherende, von starken Klüften durchsetzt, liegt in 2490 *m* am Rande des steilen Hintergehanges des Kleinen Fleisstales, über das der Gletscherbach in Kaskaden herabstürzt.

Die Hintergehänge des Grossen Zirknitzthales, die zu dem Kammstücke zwischen Goldbergspitz und Alteck hinaufreichen, tragen mehrere kleine Firnflecken, die Reste einer ehemals zusammenhängenden Eisbedeckung des Geländes, des Grossen Zirknitzkees. Der westlichste und zugleich kleinste dieser Firnflecken liegt unterhalb des Tramerkopfes; sein oberer Rand reicht bis ungefähr 2780 *m* hinauf, sein unterer liegt in 2680 *m* Höhe; vor demselben liegt ein Haufenwerk eckigen Schuttes und Bergsturztrümmer. 130 *m* tiefer liegt in einem Kare von steilen Gehängen umschlossen der Pilatussee (fälschlich auch Brettsee genannt). Ein zweiter, etwas grösserer Firnleck liegt unterhalb der Tramerscharte und geht bis 2570 *m* herab. Im Schatten der steilen Südwände des Alteck und der Rojacherwand liegt schliesslich der bedeutendste dieser Firnflecken, der bis 2500 *m* herabreicht und über die Windischscharte, dem einzigen vergletscherten Uebergange in der Goldberggruppe, mit dem Goldbergkees zusammenhängt. Für seine Gletschernatur sprechen zahlreiche Spalten in seinem unteren Theile und eine zwar kurze, aber tiefe Randklüft, die sich quer vor die Windischscharte legt. In ähnlicher Situation wie der Pilatussee liegt im Hintergrunde des Kleinen Zirknitzthales der Gross-See, der den Abfluss des Kleinen Zirknitzkees aufnimmt. Dieser unbedeutende Firnleck erstreckt sich zwischen 2600 und 2700 *m* Höhe unterhalb der jetzt ausgeaperten gleichnamigen Scharte.

Der bedeutendste Gletscher der Südseite unserer Gruppe ist das Wurtenkees. Sein Firnfeld liegt unterhalb des grossen Halbkreises, den der Hauptkamm zwischen Alteck und Weinflaschenkopf beschreibt, und besteht aus zwei Armen. Der westliche wird von den Gipfeln des Alteck

und der Rojacherwand 200 *m* hoch überragt, der östliche überkeest den Gipfel des Schareck und steht somit mit dem Schareckkees in Zusammenhang. In ca. 2600 *m* Höhe vereinigen sich beide Arme zu einer flachen, regelmässigen Zunge, deren Ende in 2375 *m* liegt und die in ihrer ganzen Länge von einer prächtigen Mittelmoräne durchzogen wird. Vor dem Zungenende liegt ein kleiner Schmelzwassersee, der abwärts bis zu einem jugendlichen Endmoränenwall reicht. Dieser kann aber kaum die Aufstauung der Schmelzwasser bewirkt haben; denn während er im Jahre 1896 noch ziemlich intakt war, ist er gegenwärtig vom Gletscherbach bis auf einige Reste vernichtet; es scheint also hier weniger ein Abdämmungssee, als eine vom Gletscher selbst gebildete kleine Wanne vorzuliegen. Vor diesem See liegt eine von Felswänden überragte enge Sandfläche, die in den jetzt stark verkleinerten Weisssee übergeht. Es wiederholt sich also hier eine an den meisten Gletschern zu beobachtende Erscheinung, der Uebergang aus einem weiten Becken in eine schmale Schlucht, der Gegensatz zwischen Gletscher- und Flusserosion. Das linke Gletscherufer wird von einer Ufermoräne im Mittel 30 *m* hoch überkleidet, die bis 2900 *m* aufwärts reicht.

Das Gehänge des Weissseespitz, das die Zunge des Wurtenkees zur Rechten überragt, trägt einen kleinen Firnfleck, der seine Gletschernatur durch seine Zerklüftung erweist. Hingegen gilt das Gleiche nicht von jenen unbedeutenden und stark mit Schnee bedeckten Firnfeldern, die die Originalaufnahme südlich des Murauer- und Geiselkopfes verzeichnet.

## Kap. II. Die Höhe der Schneegrenze.

Unter der klimatischen Schneegrenze verstehen wir jene Linie, oberhalb welcher die Sonnenwärme nicht mehr genügt, um den auf horizontaler Fläche gefallenen Schnee zu schmelzen. Auf der gesammten Oberfläche der Gletscher herrschen dieselben Verhältnisse, wie längs der klimatischen Schneegrenze, an der sich fester Niederschlag und Ablation das Gleichgewicht halten; sie trennt das Nährgebiet, wo der schneeige Niederschlag überwiegt, vom Zehrgebiet, wo das umgekehrte Verhältniss herrscht, und verläuft, wie Kurovski gezeigt hat<sup>1)</sup>, fast genau in der mittleren Höhe des Gletschers. Die Bestimmung der Letzteren für jeden einzelnen Gletscher liefert daher die Höhe seiner »realen« Schneegrenze, in der die Höhenentwicklung, Exposition und orographische Lage zum Ausdruck kommt. Wenn es sich nun darum handelt, die Höhe der klimatischen Schneegrenze für eine allseits vergletscherte Gruppe zu bestimmen, so wird das mit Berücksichtigung der Grössen der einzelnen Gletscher gewonnene Mittel aller einzelnen Schneegrenzenhöhen dem gesuchten Werthe sehr nahe kommen. Wir brauchen daher nur die Areale der Gletscher und den Antheil der einzelnen Höhenstufen an denselben zu kennen.

Die nachstehende Tabelle enthält die Areale sämtlicher Gletscher unserer Gruppe, die durch planimetrische Ausmessung auf der Originalaufnahme 1:25.000 ermittelt wurden, ferner ihre mittleren Höhen, die auf graphischem Wege (durch Konstruktion der hypsographischen Kurven) bestimmt wurden. Dabei sind nun gewisse Fehlerquellen unvermeidlich. In erster Linie kommt hiebei in Betracht, worauf schon Ed. Richter auf-

<sup>1)</sup> Die Höhe der Schneegrenze, Geographische Abhandlungen V. 1. Wien, Hölzel.

merksam macht<sup>1)</sup>, dass die Originalaufnahme unseres Gebietes aus dem Jahre 1871 in einer Jahreszeit stattfand, als noch bedeutende winterliche Schneemassen das Gebirge bedeckten, die vielfach als perennirende Schneefelder eingezeichnet wurden. Es erscheinen daher die Gletscherareale auf der Originalaufnahme beträchtlich grösser, als es dem Stande von 1871 entsprach. Ferner gibt die photographische Kopie der Originalaufnahme die Gletschergrenzen nicht immer in voller Schärfe wieder. Aus diesen Gründen konnte die Arealbestimmung des Hochnarrkees nicht auf Grund der Originalaufnahme erfolgen, während Professor Richter bei seiner Arealbestimmung die nicht-perennirenden Schneefelder auszuschneiden vermochte, da er sich zur Zeit der Mappirung im August 1871 längere Zeit in dieser Gegend aufhielt und die Karte nach Photographien aus dem Jahre 1885 korrigirte<sup>2)</sup>. Ich versuchte durch Vergleich mit den Jägermayer'schen Photographien aus dem Jahre 1863 die Ausdehnung der Hochnarrgletscher auf ihren wahren Werth zu reduciren und sie so mit den übrigen Gletschern vergleichbar zu machen, was um so mehr angeht, als die Veränderungen der Gletscher in den Jahren 1863 bis 1871 unbedeutender waren als von 1871 bis 1885. Das so erhaltene Areal stimmt mit dem von Richter angegebenen recht befriedigend überein, während die Differenz mit der Messung auf der Originalaufnahme 20% des Areals ausmacht. Für das Murauerkees, dessen Abgrenzung auf der Originalaufnahme aus denselben Gründen unmöglich ist, wurde die Zahl bei Richter benützt, die er durch den Vergleich mit Photographien erhielt.

Ein weiterer Uebelstand besteht darin, dass die Lage der Isohypsen, wie wir durch die Untersuchungen Finsterwalder's wissen, auf unseren Spezialkarten nicht unbedingt verlässlich ist, so dass die Ausmessung der Flächen zwischen zwei Isohypsen keine vollkommen sichern Werthe liefert; doch wird das Endresultat, die Höhe der Schneegrenze, die sich ohnedies nicht auf einzelne Meter genau ausdrücken lässt, durch diese Ungenauigkeit weniger beeinträchtigt.

Ausser den Zahlen für die Areale und mittleren Höhen der Gletscher enthält die Tabelle die Werthe der Gletscherareale, wie sie von Richter im Allgemeinen auf gleicher Grundlage gewonnen wurden (Gletscher der Ostalpen S. 254—258), und die Abweichungen meiner Messungen von denen Richter's:

Tabelle I.

## A. Nordseite.

Name des Gletschers	Areal 1871 in ha	Mittlere Höhe	Areal nach Richter in ha	Differenz 1—3 in ha	Differenz 1—3 in %
1. Weissenbachkees . . . . .	318	2715	315	+3	0.9
2. Krumelkees, a) westl. Lappen . .	52	2900	54	—2	4.0
"    b) östl. Lappen . . . . .	171	2715	168	+3	1.8
3. Ritterkarkees . . . . .	40	2760	39	+1	2.6
4. Oberes Hochnarrkees . . . . .	157	2750	162	—5	3.2
5. Unterer Keesboden u. Kestrichter	83	2400	84	—1	1.2
6. Goldbergkees . . . . .	314	2630	404.4	—42.6	10.5
7. Kleines Sonnblickkees . . . . .	43	2690			
8. Neunerkees . . . . .	90	2600			
9. Sieglitzkees (mit Schareckkees) .	107	2640	111	—4	3.7
10. Schlapperebenkees . . . . .	124	2780	123	+1	0.8
11. Murauerkees (Höllkarkees) . . . .	cc. 100	cc. 2800	cc. 100	0	0
Nordseite . . . . .	16 km <sup>2</sup>	2680	15.6 km <sup>2</sup>	+40	2.6

<sup>1)</sup> Die Gletscher der Ostalpen, S. 255.

<sup>2)</sup> Gletscher der Ostalpen, S. 255.



## B. Südseite.

Name des Gletschers	Areal 1871 in ha	Mittlere Höhe	Areal nach Richter in ha	Differenz in ha	1-3 in %
1. Grosses Fleisskees . . . . .	67	2670	66	+ 1	1.5
2. Goldzechkees . . . . .	36	2980	49.8	-14	38.3
3. Zirmkees . . . . .	17	2700	15	+ 2	13.3
4. Kleines Fleisskees . . . . .	169	2800	162	+ 7	4.3
5. Grosses Zirknitzkees . . . . .	123	2710	123	0.0	0.0
6. Kleines Zirknitzkees . . . . .	36	2630	35.4	+ 0.6	1.7
7. Wurtenkees . . . . .	350	2700}	387.6	-15.6	4.2
8. Firn an der Weissseespitze . . . . .	22	2670}			
9. Firnflecken am Geiselkopf und Murauerkopf . . . . .	40	2680	41	- 1	2.5
Südseite . . . . .	8.6 km <sup>2</sup>	2730	8.8 km <sup>2</sup>	-20	2.3
Gesamtgebiet . . . . .	24.6 km <sup>2</sup>	2700	24.4 km <sup>2</sup>	+20	0.8

Die Abweichungen meiner Arealbestimmungen von denen Richter's sind im Allgemeinen geringfügig und zum Theil eine Folge der unsicheren Abgrenzung der Gletscher, theils liegen sie unter der Fehlergrenze einer planimetrischen Messung. Die Differenzen beider Messungen beim Goldbergkees, Goldzechkees, Zirmkees und Wurtenkees erfordern jedoch eine besondere Erklärung. Die grosse Differenz in Betreff des Goldbergkees hängt sichtlich mit der Schwierigkeit zusammen, das Neunerkees abzugrenzen, dessen Ausdehnung auf der Originalaufnahme entschieden zu gross angegeben ist. Nehmen wir jene Grenzen an, die Richter auf seiner Karte der Sonnblickgruppe (Gletscher der Ostalpen, Tafel 6) angibt, so erhalten wir für die drei Gletscher, die Richter als Goldberggletscher zusammenfasst, 447 ha; die Nachmessung auf Richter's Karte ergab ein damit sehr nahe übereinstimmendes Resultat, nämlich 443 ha, während Richter im Texte das Areal des Goldberggletschers zu 404.4 ha angibt. Vielleicht hat Richter eine Reihe der in der Originalaufnahme als perennirend eingezeichneten, seither aber ausgeaperten Schneeflecken bei seiner Messung ausgeschieden, woraus sich der Unterschied zwischen Richter's Angabe im Texte und der Grösse des Gletscherareals auf seiner Karte erklären würde.

Auffallend gross ist die Differenz bei dem kleinen Goldzechkees, da wiederholte Messungen das gleiche Resultat ergaben und die Gletschergrenzen auf der mir zu Gebote stehenden Kopie der Originalaufnahme sehr deutlich zu erkennen sind, so glaube ich meine Messung aufrecht halten zu müssen.

Die relativ sehr grosse Differenz beim Zirmkees, die über 13% beträgt, ist absolut genommen doch eine recht kleine, nämlich nur 2 ha, weshalb sie bei der Unsicherheit in der Abgrenzung auf der Originalaufnahme keiner weiteren Erörterung bedarf.

Kleiner, jedoch aus anderen Gründen wichtiger ist die Differenz beim Wurtenkees. Die Grösse derselben gibt Richter nur über 4% grösser an, als meine Messung des Gletschers sammt dem Firnleck an der Weissseespitze ergab. Richter nimmt auf seiner Karte einen Zusammenhang desselben mit dem Wurtenkees mittelst eines schmalen Eisstreifens an, den ich auf der mir vorliegenden Kopie der Originalaufnahme nicht zu erkennen vermochte. Die Darstellung des Geländes an dieser Stelle ist dieselbe wie auf dem vom Wurtenkees umzogenen Gehänge des Weinflaschenkopfes und zeigt dasselbe wie dieses keine frischen Spuren von Eiswirkung. Dieser Umstand erklärt zur Genüge die Differenz beider Messungsergebnisse.

Aus den einzelnen Werthen der mittleren Höhen ist nach der Formel:

$$H_m = \frac{a_1 h_1 + a_2 h_2 + \dots + a_n h_n}{\Sigma a}$$

das Mittel gezogen worden; dasselbe beträgt für die Nordseite 2680 *m*, für die Südseite 2730 *m*, für die gesammte Gruppe 2700 *m*. Somit erhalten wir, der Methode Kurowski's folgend, als Höhe der klimatischen Schneegrenze in der Goldberggruppe für den Gletscherstand von 1871, wie er im Wesentlichen in der Originalaufnahme hinterlegt ist, im Durchschnitte 2700 *m*. Auf der Nordseite liegt die Schneegrenze etwas unterhalb, auf der Südseite etwas oberhalb dieser Höhe.

Vergleichen wir diese Werthe mit denen durch andere Methoden gewonnenen, so kommt gegenwärtig wohl nur mehr das Verfahren Richter's in Betracht. Richter setzt für Thalglletscher ein Verhältniss des Schmelzgebietes zum Sammelgebiete wie 1:3 voraus und untersucht, inwieweit die diesem Verhältnisse entsprechende Höhenlinie der thatsächlichen Gletscherbedeckung entspricht; unter Beachtung der jeweiligen günstigen oder ungünstigen orographischen Bedingungen gelangt er so zu Näherungswerthen für die Höhe der klimatischen Schneegrenze. In Anwendung dieses Verfahrens für die Goldberggruppe setzt Richter die Höhe der Schneegrenze auf der Nordseite zu 2600 *m*, etwas höher auf der Südseite und im Durchschnitt von N und S für die ganze Gruppe unter 2700 *m* an. Dieses Ergebniss stimmt mit dem unserigen im Allgemeinen recht befriedigend überein. Für die Nordseite scheint aber Richter's Schätzung etwas zu tief gegriffen zu sein. Legt man das Hauptgewicht auf das einem Thalglletscher sehr nahe kommende Goldbergkees, so nähert sich allerdings die Höhe der Schneegrenze dem Werthe Richter's von 2600 *m*; berücksichtigt man aber auch die frei gelegenen Gehängegletscher, so wird man wesentlich über diese Höhe hinaufgehen müssen. Wie könnte z. B. beim Weissenbachkees, dessen Ende schon bei 2450 *m* liegt, die Schneegrenze bei 2600 *m* verlaufen? Das Gleiche gilt vom Schlapperebenkees, dessen Ende bei 2500 *m* gelegen ist.

Beim Vergleich der Schneegrenzenhöhen der N- und S-Seite fällt der geringe Unterschied derselben auf beiden Abdachungen auf; dies bestätigt die Beobachtung Richter's (Gletscher der Ostalpen, S. 287), dass in jenen Gebieten, wo die Schneegrenze tief verläuft, die Unterschiede gering sind, namentlich dann, wenn beide Seiten vergletschert sind und nahezu gleiche Neigung besitzen.

Zahlreiche Gletscher unserer Gruppe kommen dem idealen Typus eines Gehängegletschers, der mit gleich bleibender Neigung und Breite vom Kamme sich herabsenkt, ziemlich nahe. Nur für einen solchen ist die mittlere Höhe und somit nach Kurowski die Schneegrenze gleich dem arithmetischen Mittel aus seinem höchsten und seinem tiefsten Punkte, und es erweist sich für diesen idealen Fall dasjenige als giltig, was Höfer allgemein für Thalglletscher anwendete, indem er die Firnlinie in die halbe Höhe zwischen dem Firnkamme mit dem Gletscherende verlegt (Sitzungsber. der kais. Akademie der Wissenschaften LXXIX, 1879), ein Verfahren, dessen Unbrauchbarkeit für Thalglletscher Heim und Richter an mehreren Beispielen gezeigt haben. In seiner Anwendung auf Gehängegletscher aber ist es nur eine Abkürzung der Kurowski'schen Methode; insbesondere dann, wenn wir statt der mittleren Kammhöhe die mittlere Gipfelhöhe wählen und aus dieser und der mittleren

Höhe der Zungenenden das arithmetische Mittel bilden, gelangen wir in Gebirgsgruppen und Gehängegletschern für die klimatische Schneegrenze zu Werthen, die den durch exactere Bestimmungen gewonnenen sehr nahe kommen. In der Goldberggruppe ist die mittlere Gipfelhöhe 2990 *m*, die mittlere Höhe der Gletscherenden 2400 *m*, das Mittel beider, 2595 *m*, stimmt mit dem nach der Methode Kurowski's für die klimatische Schneegrenze gewonnenen Werthe völlig überein. Dasselbe Verfahren für die Ankogelgruppe angewendet, wo es nur einen einzigen Thal-gletscher gibt, liefert für die Höhe der Schneegrenze den Werth von 2650 *m*, während Richter sie für die Nordseite nicht über 2600 *m*, für die Südseite in 2700 *m* Höhe verlegt.

Jede Veränderung in der Ausdehnung der Gletscher ist durch eine Aenderung der Höhenlage der Schneegrenze hervorgerufen, die als Produkt klimatischer Faktoren jede Schwankung derselben mitmachen muss. Zieht sich die Schneegrenze nach aufwärts zurück, so verringert sich das Nährgebiet der Gletscher; in Folge dessen nimmt die Ausdehnung der Gletscher ab, es tritt eine Rückzugsperiode ein. Ein Vergleich der Areale und mittleren Höhen der Gletscher bei verschiedenen Ständen müsste daher direkt einen Rückschluss auf die Veränderung der Höhe der klimatischen Schneegrenze gestatten. Eine solche lässt sich aber in unserem Gebiete nur annähernd schätzen, da nur von drei Gletschern Neuaufnahmen vorliegen, und wir über die gegenwärtige Lage der Isohypsen auf den oberen Partien der Gletscher nichts wissen. Zweifellos haben auch diese in den Jahren seit der Originalaufnahme beträchtliche Veränderungen erfahren, und lässt man diese, wie es hier geschehen muss, ausser Betracht, so gelangt man natürlich nur zu Minimalwerthen über die Verschiebung der Schneegrenze nach oben. Berechnet man nun für den gegenwärtigen Gletscherstand die mittlere Höhe des Goldbergkees durch Kombination der Neuaufnahme der Zunge bis zu 2450 *m* Höhe und der Lage der Isohypsen oberhalb dieser Höhe nach dem Stande von 1871, so erhält man für dieselbe 2660 *m*; es ist demnach die mittlere Höhe und mit ihr die Schneegrenze an diesem Gletscher um 30 *m* aufwärts gerückt; beim Kleinen Fleisskees beträgt die Veränderung nur 10 *m*<sup>1)</sup>. Das Zurückweichen der Schneegrenze ist auch in dem Ausapern einzelner Kammpartien zu erkennen. Die Niedere Scharte und die Kleine Zirknitzscharte, zwei breite, nahezu horizontale Einsattelungen der Kammlinie, auf der Originalaufnahme noch als vergletschert eingezeichnet, sind gegenwärtig eisfrei. Hier liegt die Schneegrenze heute sicher über 2700 *m*. Aus allen diesen Momenten können wir schätzungsweise annehmen, dass der Gletscherrückgang der letzten 25 Jahre durch ein Ansteigen der Schneegrenze von mindestens 20 *m* verursacht sein dürfte.

### Kap. III. Das Klima der Gletscherregion.

#### 1. Die Niederschlagsverhältnisse.

Für die Untersuchung der Niederschlagsverhältnisse in der Gletscherregion der Goldberggruppe bilden die Stationen Sonnblick und Radhausberg (1950 *m*)

<sup>1)</sup> In gleicher Weise ergab die Berechnung der mittleren Höhe für das Wurtenkees für den Stand von 1896 2693 *m*; also 7 *m* weniger als für den Stand von 1871. Es ist die Zunge dieses Gletschers seit 1871 nahezu stabil geblieben. Es legt also das Wurtenkees die Frage nahe, ob die Kurowski'sche Gleichung auf einen Gletscher anwendbar ist, dessen Zunge nicht zurückgeht. Wir haben aber neben dem Rückschreiten der Zunge noch den lateralen Rückgang zu würdigen, und dieser lässt sich ziffermässig nicht genau feststellen, da die Neuaufnahme von 1896 nur den untersten Theil der Zunge bis zu 2500 *m* umfasst.

für die Nordseite ein sehr brauchbares Stationspaar; auf der Südseite fehlt ein solches; denn die Beobachtungen im Glocknerhause (2143 *m*) beziehen sich nur auf die drei Sommermonate, die in dieser Höhe zur Ernährung der Gletscher nichts beitragen. Da aber der Tauernhauptkamm in der Richtung der herrschenden Winde verläuft, so ist wohl anzunehmen, dass mindestens in den höheren Regionen die Unterschiede der Niederschlagsmengen auf der Nord- und Südseite des Kammes sehr unbedeutend sein werden.

Die Grösse des Schneefalles an den Stationen Radhausberg und Sonnblick wurde aus 5jährigen Beobachtungen (1891—1895) berechnet, u. zw. für die ersten zwei Jahre aus den meteorologischen Jahrbüchern, welche die Anzahl der Schneetage im Monat angeben, woraus der Antheil des Schnees am monatlichen Niederschlag ermittelt wurde. Für die Jahre 1893—1895 wurden die Jahrbücher des hydrographischen Centralbureaus benützt, die jeweils angeben, ob der betreffende Niederschlag als Schnee oder Wasser fiel. Da die Niederschlagsmengen in diesen fünf Jahren keine bedeutenden Schwankungen aufweisen, sind sie zur Mittelbildung recht gut zu verwenden.

Es beträgt demnach:

	der Gesamt- niederschlag	Schneemenge in Wasserhöhe	in %
Radhausberg (1950 <i>m</i> ) . . .	1682 <i>mm</i>	814 <i>mm</i>	49
Sonnblick (3106 <i>m</i> ) . . .	1838	1720	94

Für die dazwischen liegenden Höhenstufen müssen wir, mangels direkter Beobachtungen, versuchen, uns rechnerisch ein Bild von den Niederschlagshöhen zu machen. Für die Centralalpen nimmt Heim<sup>1)</sup> ein Maximum des Gesamtniederschlags schon in 2000 *m* Höhe an, während die festen Niederschläge jedenfalls noch bis zu grösseren Höhen zunehmen sollen. Für unser Gebiet fehlt jeder Anhaltspunkt für ein Niederschlagsmaximum in den Höhen zwischen 1950 und 3100 *m*, wir wollen daher zwischen den Stationen Radhausberg und Sonnblick eine zwar langsame, aber gleichmässige Zunahme sowohl des festen, als des flüssigen Niederschlags annehmen und erhalten dann für diese und für den Antheil des Schnees am Gesamtniederschlag in den einzelnen Höhenstufen die in Tabelle II zusammengestellten Werthe.

Tabelle II.

Höhe <i>m</i>	Niederschlag in <i>mm</i>	Davon Schnee in %	Schneehöhe in <i>m</i> frischen Schnees <sup>2)</sup>
2000	1690	49	8.3
2100	1703	53	9.0
2200	1716	57	9.8
2300	1730	61	10.6
2400	1744	65	11.3
2500	1758	69	12.1
2600	1772	73	12.9
2700	1786	77	13.8
2800	1799	81	14.6
2900	1812	85	15.4
3000	1825	89	16.3
3100	1838	94	17.2

Nach dieser Schätzung erhalten wir in Höhen von 2000 *m* bereits die Hälfte des Niederschlags in fester Form; an der Schneegrenze in 2700 *m*

<sup>1)</sup> Gletscherkunde. S. 84.

<sup>2)</sup> Unter der Annahme, dass eine Schneeschiichte vom 10 *m* Höhe 1 *m* Wasser entspricht.

schon 77%, während Heim für die Ostalpen an der Schneegrenze 60—70% Schnee annimmt und die daselbst gefallene jährliche Schneemenge zu ungefähr 1 m Schnee schätzt. In Höhen über 3000 m ist Regen schon eine Seltenheit, und da er bald gefriert, geht auch er zur Firnbildung nicht verloren.

Unseren Zahlen, die übrigens Minimalzahlen sind und bei Annahme eines Niederschlagsmaximums zwischen den beiden beobachteten Grenzwerten eine Steigerung erfahren müssten, können wir entnehmen, dass die Niederschlagsmengen in den Ostalpen, speciell die unseres Gebietes, hinter den in einigen Theilen der Westalpen beobachteten keineswegs zurückbleiben. Nach den von Heim<sup>1)</sup> mitgetheilten Zahlen beträgt die Grösse des Schneefalles am St. Bernhard (2478 m) im Mittel aus 20 Jahren 782 mm in Wasser, am Simplon (2008 m) im Mittel aus 8 Jahren 511 mm, ist also bedeutend geringer als die für die gleichen Höhen in unserer Gruppe berechneten Werthe, während sie allerdings am Gotthard (2100 m) bedeutend grösser ist; sie beträgt hier im Mittel aus 9 Jahren 1130 mm. Am Säntis in 2467 m Höhe fielen in der Zeit von 1891—1895 im jährlichen Mittel 2300 mm Niederschlag; der Antheil des Schnees an dieser Summe betrug 47%, gleich 1095 mm; wenn also auch der Gesamtniederschlag hier bedeutend grösser ist als der für die gleiche Höhe in unserer Gruppe berechnete, so ist die Schneemenge am Säntis doch geringer als in gleicher Höhe in den östlichen Tauern. Nun lassen aber die drei aus den Schweizer Centralalpen mitgetheilten Mittelwerthe, da sie sich auf Passstationen beziehen, einen strengen Vergleich mit frei gelegenen Gehänge- und Gipfelstationen, wie es Radhausberg und Sonnblick sind, nicht zu. Andererseits ist zwar Säntis eine Gipfelstation, aber am Rande der Alpen gelegen.

Für die Sammelbecken unserer Gletscher, die zwischen 2700 und 3100 m Höhe gelegen sind, erhalten wir einen jährlichen Dickenzuwachs der Schneedecke von 14—17 m, ausgedrückt in frisch gefallenem Schnee, während Heim als gleichen Werth für die Westalpen 10—20 m annimmt. Um sich ein anschaulicheres Bild vom jährlichen Wachstum der Gletscher zu machen, pflegt man dasselbe in kompaktem Eise auszudrücken, dessen Dichte jedoch sehr verschieden angegeben wird. Heim nimmt sie bei Firneis zu 0.77 an und erhält für die Westalpen ein jährliches Firnwachsthum in den Sammelbecken der Gletscher von 1.3—2.6 m. Nach den obigen Zahlen für den jährlichen Schneefall in der Goldberggruppe würde das Firnwachsthum an der Schneegrenze 1.8 m betragen und bis zur Höhe von 3100 m auf 2.2 m zunehmen. Für Gletschereis von der Dichte 0.9 belaufen sich die gleichen Werthe auf 1.5—1.9 m. Wir erhalten also auf Grund der neuen meteorologischen Beobachtungen doppelt so hohe Zahlen als Schlagintweit, der das Firnwachsthum in den Ostalpen zu 0.75—1 m angibt, zu einer Zeit, da man Beobachtungen aus grossen Höhen noch nicht kannte.

## 2. Die Temperaturverhältnisse.

Auch für die Temperaturverhältnisse der Hochregionen unserer Tauern bieten die Beobachtungen am Hohen Sonnblick neue Aufschlüsse. In der Arbeit »Zur Meteorologie des Sonnblickgipfels«, Zeitschrift des Deutschen und Oesterr. Alpenvereines 1889, hat Hann die damals 27 Monate umfassenden Beob-

<sup>1)</sup> Gletscherkunde. S. 78.

achtungen über die Temperatur am Sonnblick bearbeitet und später im Jahresbericht des Sonnblickvereins für 1892 den gleichen Gegenstand behandelt. Kürzlich hat Hann in seiner Arbeit: »Ueber die Temperatur des Obir- und Sonnblickgipfels« (Sitzungsberichte der Kais. Akademie der Wissenschaften CVII, Abth. II.a. 1898) die bisherigen Beobachtungen am Sonnblick aus der Zeit von September 1886 bis Ende 1897 auf die 30jährige Periode 1851—1880 und die 45jährige Periode 1851—1895 nach den Stationen Obir, Berghaus und St. Bernhard reducirt. Diese neuen Werthe dürfen wohl als die besten und zuverlässigsten angesehen werden, die wir über die Temperatur des Sonnblickgipfels besitzen, und sollen auch im Folgenden verwendet werden; u. zw. wird hier Bezug genommen auf die für die Periode 1851—1880 nach der Station Obir-Berghaus reducirt<sup>1)</sup> Mittel).

Um die Temperaturen in den einzelnen Höhenstufen zu berechnen, kommt in erster Linie die Station Radhausberg (1950 *m*) in Betracht. Dieselbe ist mitten im Gebirge gelegen und eignet sich wohl am besten zur Berechnung der Temperaturen der Hochregion, u. zw. sowohl für die Nord- als für die Südseite, da wir in grösseren Höhen die Temperaturen zu beiden Seiten des Kammes als ziemlich gleich annehmen können. Damit ist diese Berechnung zugleich von dem Einflusse der tiefen Wintertemperaturen in den Thälern befreit, der sich sehr fühlbar macht, wenn die Thalstationen Kolm Saigurn (1597 *m*) für die Nordseite und Heiligenblut (1404 *m*) für die Südseite zum Vergleich herangezogen werden. Die Station Radhausberg wurde nach den gleichzeitigen Beobachtungen am Hohen Sonnblick von 1887—1895 auf die Periode 1851—1880 reducirt; um die Temperaturen in den einzelnen Höhenstufen zwischen Radhausberg und Sonnblick zu erhalten, wurde zwischen diesen beiden Stationen eine gleichmässige Temperaturabnahme mit der Höhe angenommen.

Auf der Südseite befanden sich einst noch die Stationen Zirmseehöhe (2464 *m*) und Goldzeche (2740 *m*), für die Hann (»Temperaturen der österr. Alpenländer.« Sitzungsber. d. Kais. Akad. 1885) gleichfalls die 30jährigen Mittel berechnet hat, die aber gegenüber den für die gleichen Höhen berechneten Werthen nennenswerth differiren. Bei der Station Zirmseehöhe dürfte der Grund dieser Differenz in der Kürze der Beobachtungsdauer liegen. Gleiches lässt sich aber von der Station Goldzeche, von der 8jährige Beobachtungen vorliegen, nicht annehmen. Berechnet man zwischen Goldzeche und Sonnblick die Temperaturabnahme mit der Höhe, so erhält man eine doppelt so rasche als zwischen Radhausberg und Goldzeche, so dass dadurch die Kontinuität der ganzen Reihe wesentlich gestört erscheint; der Grund liegt darin, dass die Abnahme der Temperatur längs der Gehänge viel langsamer vor sich geht, als bei der Erhebung auf freigelegene Gipfel.

Tabelle III enthält nun die für die einzelnen Höhenstufen berechneten Monats- und Jahresmittel unter Annahme einer gleichmässigen Temperaturabnahme mit der Höhe zwischen Radhausberg und Sonnblick, u. zw. für Nord- und Südseite; die Abnahme ist am langsamsten im December (0.59° pro 100 *m*), am raschesten im Juni und Juli (0.79); in den einzelnen Jahreszeiten beträgt sie:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
0.58°	0.71	0.78	0.69	0.69.

<sup>1)</sup> Siebenter Jahresbericht des Sonnblick-Vereines, S. 41.

Tabelle III.

Monat	2200	2300	2400	2500	2600	2700	2800	2900	3000	3100
Jan.	-6.8	-7.4	-8.0	-8.6	-9.2	-9.8	-10.4	-11.0	-11.6	-12.1
Febr.	-6.3	-6.9	-7.5	-8.1	-8.7	-9.4	-10.1	-10.8	-11.5	-12.2
März	-5.6	-6.3	-7.0	-7.7	-8.4	-9.1	-9.8	-10.5	-11.2	-12.0
April	-0.9	-1.6	-2.3	-3.0	-3.8	-4.6	-5.4	-6.2	-7.0	-7.8
Mai	3.6	2.9	2.2	1.5	0.7	-0.1	-0.9	-1.7	-2.5	-3.3
Juni	6.1	5.4	4.6	3.8	3.0	2.2	1.4	0.6	-0.2	-1.0
Juli	8.4	7.7	6.9	6.1	5.3	4.5	3.7	2.9	2.1	1.3
Aug.	7.6	6.9	6.2	5.5	4.8	4.1	3.3	2.5	1.7	0.9
Sept.	4.6	4.0	3.3	2.6	1.9	1.2	0.5	-0.2	-0.9	-1.6
Okt.	1.1	0.5	-0.1	-0.7	-1.3	-1.9	-2.6	-3.3	-4.0	-4.7
Nov.	-3.9	-4.4	-5.0	-5.6	-6.2	-6.8	-7.4	-8.0	-8.6	-9.2
Dec.	-6.3	-6.8	-7.3	-7.8	-8.4	-9.0	-9.6	-10.2	-10.8	-11.4
Jahr	0.1	-0.5	-1.2	-1.9	-2.6	-3.3	-4.0	-4.7	-5.4	-6.1

Wollen wir die so berechneten Temperaturwerthe den Beobachtungen in anderen Alpengebieten gegenüberstellen, so stehen uns nur wenige Höhenstationen zur Verfügung. Der Theodulpass in 3300 *m* Höhe und 1° südlicher als der Sonnblick ist trotz seiner 200 *m* höheren Lage nur wenig kälter als der Sonnblick; St. Maria am Stilfser-Joch in 2510 *m* ist im Winter etwas kälter, im Sommer wärmer als ein Ort in gleicher Höhe in den östlichen Tauern. Das Gleiche gilt vom Bernina-Hospiz in 2340 *m* Höhe. Beide Orte liegen 1/2° südlicher als der Sonnblick. Aus den Nordalpen können wir nur die Station Säntis (2467 *m*), in gleicher Breite gelegen wie der Sonnblick, zum Vergleich heranziehen. Säntis ist durchwegs, aber nur wenig kälter als gleiche Höhen in unserem Gebiete.

Von einigem Interesse ist noch die Ermittlung der Seehöhen der Isothermenfläche von 0°. Für die Wintermonate sind in unserem Gebiete derartige Berechnungen werthlos, da die Isotherme von 0° im Winter bedeutend unter die benachbarten Thalsohlen herabsteigt. Für März und November ist ihre Höhe nach den umliegenden Thalstationen berechnet, für die übrigen Monate aus den in Tabelle III zusammengestellten Temperaturen ermittelt. Stellen wir diesen Werthen die von Hann (Temperatur der österreichischen Alpenländer) berechneten gegenüber, wie dies in Tabelle IV geschehen ist, so erkennen wir zwar, dass der Gang der Zahlen in beiden Fällen der gleiche ist; es geschieht die Höhenänderung der 0°-Isotherme im Frühjahr langsam, während das Herabsinken im Herbst viel rascher erfolgt. Jedoch bewegt sich nach unseren Zahlen die Schwankung innerhalb des Jahres in viel engeren Grenzen als nach den Zahlen Hann's, die aus einer Zeit stammen, da man über die Temperaturen in grossen Höhen noch nicht die Kenntnisse besass, wie heute. In den Monaten April bis Oktober gelten unsere Höhenzahlen sowohl für die Nordseite als für die Südseite, da in grossen Höhen die Temperaturunterschiede beider Abdachungen verschwinden.

Tabelle IV. Höhen der Isotherme von 0°.

Monat	Goldberggruppe		Hann's Zahlen für die Tauern	
	Nordseite	Südseite	Nordseite	Südseite
März . . . . .	1040		940	1150
April . . . . .		2080	1960	2010
Mai . . . . .		2690	2590	2610
Juni . . . . .		2980	3150	3200
Juli . . . . .		über 3100	3440	3580
August . . . . .		über 3100	3560	3640
September . . . . .		2870	3300	3280
Oktober . . . . .		2380	2730	2630
November . . . . .	850		920	1100

### 3. Die temporäre Schneegrenze.

Die klimatische Schneegrenze stellt uns jene Linie dar, über welche hinauf die Schneedecke auf horizontaler Unterlage bei ihren mannigfachen Schwankungen im Laufe des Jahres niemals zurückweicht. Wenn wir aber den Verlauf der temporären Schneegrenze, der unteren Grenze der Schneebedeckung in den einzelnen Jahreszeiten in's Auge fassen wollen, müssen wir beachten, dass wir denselben im Gebirge nur auf geneigten Flächen verfolgen können. Die Lage der temporären Schneegrenze ist für verschiedene Theile derselben Gebirgsgruppe verschieden und abhängig von der orographischen Beschaffenheit des Gehänges und der Auslage desselben gegen die Besonnung.

Aus den Alpen hatten wir über die Wanderung der unteren Schneegrenze im Laufe des Jahres bisher nur zwei Reihen von Beobachtungen, nämlich die von Denzler für das Säntisgebiet und von A. v. Kerner für das Innthal bei Innsbruck, Letztere bearbeitet von F. v. Kerner (Denkschriften der Kais. Akademie der Wissenschaften, 54. Band). In beiden Fällen geschah die Beobachtung von Thalpunkten aus, also von unten nach oben, so dass auf sehr schwach geneigten Gehängen die Lage der Schneegrenze oft nicht zu erkennen sein konnte.

Auch auf dem Observatorium des Hohen Sonnblicks wurden derartige Beobachtungen in der Zeit vom September 1889 bis November 1894 auf Veranlassung des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins angestellt. Der Beobachter Peter Lechner zeichnete den Verlauf der Schneegrenze in bestimmte, ihm zur Verfügung gestellte Ausschnitte des Sonnblick-Panoramas ein; diese Einzeichnungen erfolgten aber nicht regelmässig, sondern zumeist nach auffälligen Veränderungen der Schneebedeckung, am häufigsten im Frühjahr und Herbst.

Die Gesamtzahl der Einzeichnungen beträgt 128, von denen aber viele für mehrere aufeinander folgende Tage Giltigkeit besitzen, so dass sich die Zahl der Beobachtungstage auf 200 beläuft. Allerdings befinden sich darunter viele mit den Bemerkungen: »Alles schneebedeckt« oder »Alles aper«.

Die Bearbeitung dieses Materials geschah nun derart, dass aus den Originaleinzeichnungen der Verlauf der Schneegrenze für jeden Tag der Beobachtung bestimmt und aus den erhaltenen Werthen ihrer Höhenlage die Mittel für die einzelnen Monate gezogen wurden.

Als Anhaltspunkte für die Höhenbestimmung dienten die im Sonnblick-Panorama eingetragenen Almhütten, Ortschaften u. dgl., sowie der Vergleich der Zeichnung mit der Terraindarstellung auf der Specialkarte. Für die Tage mit den Bemerkungen »Alles schneebedeckt« und »Alles aper« konnten nur Maximal-, beziehungsweise Minimalwerthe für die Höhe der Schneegrenze gewonnen werden. Aus dem weiten Gebiete, das der Rundblick vom Sonnblick umfasst, wurden natürlich nur die in grösserer Nähe gelegenen, schwach geneigten Gehänge herausgegriffen, auf denen sich der Verlauf der Schneegrenze mit genügender Genauigkeit einzeichnen liess, und wo sich Schneemassen längere Zeit halten können. Auf der Nordseite des Tauernkammes sind hiezu vor Allem die rechten Gehänge der beiden parallelen Tauernthäler, der Rauris und der Gastein, geeignet. Das rechte Gehänge des unteren Rauristhales, von dessen Mündung bei Taxenbach bis zur Mitterasten (2405 m) auf dem Panorama von der Sohle bis zum Kamme sichtbar, fällt unter cirka



16° ab, ist grösstentheils von Wald bedeckt und rein nach W exponirt. In ganz ähnlicher Situation liegt das rechte Gehänge des unteren Gasteinerthales, von dem auf dem Sonnblick-Panorama jedoch nur die oberen Partien der Gehänge des Kreuzkogels, Ankogels und Gamskaarspitz, in Höhen von 1500 bis 2400 *m* erscheinen; doch ist dasselbe etwas steiler als das entsprechende Gehänge des Rauristhales; seine Neigung beträgt im Durchschnitt 20—25°. Das östliche Viertel des Panoramas umfasst vornehmlich die östlichen Hintergehänge des Rauristhales mit einer mittleren Neigung von 15—20°, die den Thalkessel von Kolm-Saigurn umrahmen, und zumeist von Almen bedeckt sind; über dieselben ragen die dem Hintergrund des Gasteinerthales angehörigen Gipfel vom Gamskaarkogel bis zum Radhausberg mit einer mittleren Neigung der Gehänge von 22—25° empor. Die Exposition in den oberen Partien der beiden Thäler ist die gleiche wie in den unteren, nämlich gegen W.

Von dem der Südseite angehörigen Theile des Rundblickes kommen für unsere Untersuchungen vornehmlich folgende Partien in Betracht: Die linken Gehänge des Kleinen Zirknitzthales, gebildet von den nach N exponirten Gehängen des Hilmers und Stellkopfes mit einer Neigung von rund 35° und in Höhen von 1700 bis 2850 *m*; ferner das Südgehänge der Gjaidtroghöhe mit ausgesprochener Südexposition und einer Neigung von etwa 20°, das in seiner ganzen Entwicklung von der Sohle des Kleinen Fleissthales in cirka 1600 *m* bis zum Gipfel (2980 *m*) auf dem Panorama erscheint; schliesslich die rechten Gehänge des obersten Möllthales mit Nordwestexposition, nämlich die gegen dasselbe abfallenden Flanken der Leiterköpfe, des Krokens und der Redsitztalpe, die von der 14—1800 *m* hohen Thalsole mit einer mittleren Neigung von 30—35° bis zu Höhen von 3000 *m* ansteigen.

Für diese sieben Gebiete sind in Tabelle V die 5jährigen Mittel für jene Monate, von denen eine zur Mittelbildung ausreichende Anzahl von Beobachtungen vorliegt, zusammengestellt.

Tabelle V. Höhen der temporären Schneegrenze.

Monat	Untere Rauris	Untere Gastein	Obere Rauris	Obere Gastein	Hilmer und Stellkopf	Oberes Möllthal	Gjaidtroghöhe
März.....	1200	—	—	—	—	—	—
April.....	1400	1500	—	1600	—	1400	1600
Mai.....	1700	1700	1800	1900	1900	1850	2300
Juni.....	2100	2100	2200	2200	2200	2200	2650
Juli.....	über 2400	über 2400	2500	2450	2400	2400	2700
August.....	—	über 2400	—	—	—	—	—
September..	2300	2300	2300	2300	2300	2300	2650
Oktober....	1950	1900	1900	1950	2000	2050	2450
November..	1250	—	—	—	—	1250	1400

Vergleichen wir zunächst die die Nordseite betreffenden Zahlenwerthe untereinander, so zeigen die beiden ersten Reihen der Tabelle eine nahezu vollkommene Uebereinstimmung, wie es in Folge der gleichen Lage der nach W exponirten Gehänge der untern Rauris und der unteren Gastein zu erwarten war. Auch die beiden nächsten Reihen weisen unter einander übereinstimmende Werthe auf; sie geben uns die Höhe der temporären Schneegrenze an den gleichfalls nach W exponirten Hintergehängen der beiden genannten Thäler an. Doch verläuft hier die Schneegrenze im allgemeinen etwas höher als in den unteren Thalpartien. Dieses Verhältniss zeigt, dass die Regel, wonach die Schneegrenze gegen das Innere des Gebirges in Folge der Massenerhebung ansteigt, nicht nur für die klimatische, sondern auch für die temporäre Schneegrenze giltig ist.

Bei den drei der Südseite des Tauernhauptkammes angehörigen Gruppen haben wir die mit Nordexposition ausgestatteten Gehänge des Hilmers und Stellkopfes und des obersten Möllthales von dem nach S exponirten Gehänge der Gjaidtroghöhe zu trennen. Die beiden ersteren Gruppen zeigen unter einander eine ziemlich grosse Uebereinstimmung, und bei ihrer Nordauslage ist auch der Unterschied gegenüber den nach W exponirten Gehängen der nördlichen Tauerthäler nur unwesentlich, trotzdem sie der Südabachung angehören. Hingegen verläuft am Gehänge der Gjaidtroghöhe die untere Schneegrenze in jedem Monatsmittel um mehrere Hunderte von Metern höher als in den Gebieten mit Nordexposition. Nicht die Lage auf der Nord- oder Südseite des Kammes ist für den Verlauf der Schneegrenze maassgebend, sondern die Auslage gegen die Besonnung.

Abgesehen von diesen Abweichungen ist der jährliche Gang der temporären Schneegrenze in allen Gruppen ein gleicher. Sie steigt im Frühjahr allmählich an und erreicht im August ihren höchsten Stand. Wenn auch von diesem Monate nur wenige Einzeichnungen vorliegen, so zeigen dieselben doch, dass alle in die Beobachtung einbezogenen Gehänge im August regelmässig schneefrei werden, und zwar auch diejenigen mit Nordexposition, wie die des Hilmers, Stellkopfes und des obersten Möllthales, welche Höhen bis 2900 *m* erreichen. Es erhebt sich also hier die temporäre Schneegrenze über das Niveau der klimatischen, wie es bei der steilen Lage der obersten Partien dieser Gehänge mit Neigungen bis zu 40° nicht anders zu erwarten ist. Vom August an senkt sich die temporäre Schneegrenze gegen den Spätherbst rascher herab, als sie im Frühjahr emporgestiegen ist.

Die Abweichungen von den Mittelwerthen sind aber in den verschiedenen Jahreszeiten sehr verschieden. Im Frühjahr ist der Spielraum zwischen der beobachteten höchsten und tiefsten Lage der Schneedecke gering und erreicht selten über 500 *m*. In den Herbstmonaten hingegen schwanken die Höhenanlagen der Schneedecke in weiten Grenzen, bis über 1000 *m*. Im Frühjahr geschieht das Aufwärtsrücken langsam, aber beständig, ohne bedeutende Unterbrechungen; im Herbst ist der durchschnittliche Gang von zahlreichen, plötzlichen Störungen unterbrochen. Dies gilt sowohl von einem einzelnen Jahre, als auch von den gleichen Zeitpunkten verschiedener Jahre. Im Frühjahr treffen wir die untere Grenze der Schneedecke alle Jahre in ziemlich gleicher Höhe an; im Herbst des einen Jahres reicht sie bis unter die Thalsole, zur gleichen Zeit eines anderen Jahres ist die Landschaft bis zu den Hochgipfeln hinauf schneefrei. Diese Verhältnisse werden verständlich, wenn wir bedenken, dass das Aufwärtsrücken der Schneedecke eine Folge des regelmässigen, jährlichen Wärmeganges, das Herabrücken bedingt ist durch das Eintreten von Schneefällen, welche unregelmässig erfolgen.

Entsprechend dem jährlichen Gange der temporären Schneegrenze schwankt auch die Temperatur an derselben; denn es ist für ihre Höhenlage weniger die Lufttemperatur als die Insolation und die Niederschlagsmenge maassgebend, und die Höhe der Schneegrenze an keine bestimmte Temperatur gebunden. In der Tabelle VI sind aus den Werthen der vier Gruppen der Nordseite für die Monate April bis Oktober die Mittel gezogen und diese mit der Höhe der Isotherme von 0° auf der Nordseite des Tauernkammes verglichen, zugleich ist auch die mittlere Temperatur an der Schneegrenze nach denselben Stationen wie für Tabelle III und IV berechnet.

Tabelle VI.

Monat	1 Schneegrenze in m	2 Mittlere Temperatur	3 Isotherme von 0°	4 Differenz 3-1
April	1500	3.2	2080	580
Mai	1800	6.5	2690	890
Juni	2150	6.5	2980	830
Juli	2450	6.4	über 3100	über 650
Aug.	—	—	> 3100	—
Sept.	2300	4.0	2870	570
Okt.	1930	2.8	2380	450

Es liegt in diesen Monaten die Schneegrenze stets tiefer als die 0°-Isotherme; am meisten entfernt sie sich von derselben im Mai, und es ist die Temperatur an derselben im Mai und Juni am höchsten. Nach den wenigen Angaben, die uns über die Monate März und November zur Verfügung stehen, scheint in denselben die Schneegrenze über die Isotherme von 0° emporzusteigen, so dass im Winter an der Schneegrenze negative Temperaturen herrschen würden, wie dies Hann durch einen Vergleich der Denzlerschen Angaben über die Höhe der untern Schneegrenze im Säntisgebiet mit seinen Zahlen für die Höhe der isothermen Fläche von 0° im unteren Rheingebiet («Wärmevertheilung in den Ostalpen», Zeitschr. d. Dtsch.-Oesterr. Alp.-Ver. 1886, S. 49) und ebenso Kerner für das mittlere Innthal gezeigt haben.

Aus der mittleren Höhe der temporären Schneegrenze lässt sich in einfacher Weise auf graphischem Wege die Dauer der schneefreien Zeit in den einzelnen Höhenstufen bestimmen. In Mittelwerthen für die Gebiete mit Nord- und Südexposition beträgt dieselbe in Tagen, und zwar:

in Höhen von . .	1400	1600	1800	2000	2200	2400 m
bei Nordexposition	215	190	160	135	100	60
bei Südexposition .	230	205	190	170	150	140

Auch aus diesen Zahlen erhellt die grosse Begünstigung der Gehänge mit Südexposition, die noch in 2000 m Höhe die Hälfte des Jahres hindurch schneefrei sind.

Ein Vergleich der in Tabelle V zusammengestellten Resultate für die Höhe der temporären Schneegrenze im Bereiche der Goldberggruppe mit den Ergebnissen der beiden andern einschlägigen oben erwähnten Beobachtungsreihen lässt beträchtliche Differenzen erkennen, wie Tabelle VII zeigt. Den Zahlen Denzler's und Kerner's für die Nordexpositionen ihrer Beobachtungsgebiete sind hier die Mittel aus den Werthen für die vier Gruppen der Nordseite mit Westexposition und die zwei Gruppen der Südseite mit Nordexposition aus dem Sonnblickgebiete, die unter einander sehr geringe Abweichungen zeigen, gegenübergestellt.

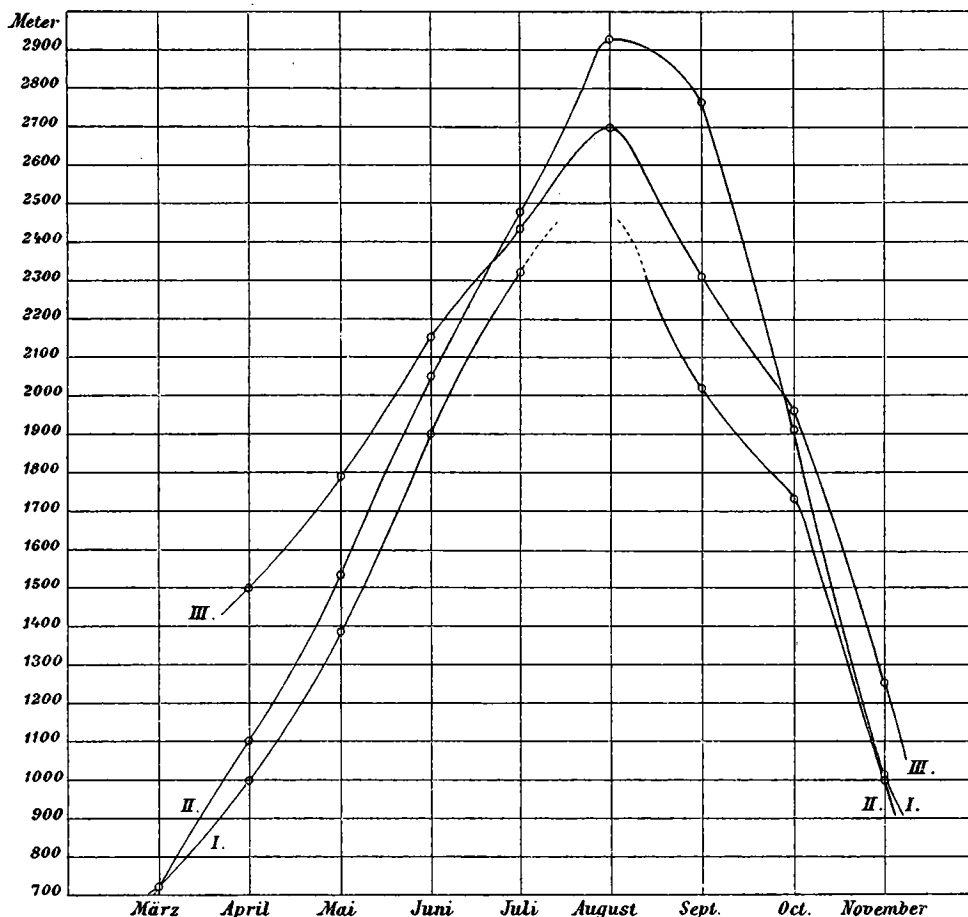
Tabelle VII.

Monat	1 Säntisgebiet	2 Innthal	3 Sonnblick- Gebiet	2-1	Differenzen 3-1	3-2
März	720	720	—	0	—	—
April	910	1100	1500	190	590	400
Mai	1310	1540	1800	230	490	260
Juni	1910	2030	2150	120	240	120
	1. Dekade					
Juli	2340	2470	2450	?	?	— 20
Aug.	—	2930	2700	—	—	— 230
	3. Dekade					
Sept.	2030	2760	2300	?	?	— 460
Okt.	1740	1890	1950	150	210	60
Nov.	1020	1010	1250	— 10	230	240

Das Wesen der Differenzen erhellt deutlich, sobald man die drei Beobachtungsreihen in Kurven vereinigt (vgl. Fig. 1). Die Kurven für das Säntisgebiet und das Innthal haben nahezu den gleichen Gang und ungefähr dieselbe Amplitude; die Kurve für unser Gebiet hat eine viel geringere Schwankung, nämlich eine Differenz der Schneegrenzhöhen zwischen April und August von nur 1200 *m* gegenüber 1800 *m* im Innthale. Im Einzelnen sind die Abweichungen der drei Reihen die folgenden:

Im Frühjahr liegt die temporäre Schneegrenze in den östlichen Tauern viel höher als in den erwähnten Gebieten der Nordalpen. Der Grund dieses

Fig. 1.



Der Verlauf der temporären Schneegrenze.

I. Säntisgebiet, II. Innthal, III. Sonnblickgebiet.

Unterschiedes kann nicht in einer verschiedenen jährlichen Vertheilung des Niederschlages gesucht werden, wobei angenommen werden könnte, es seien die Tauerntäler gerade im Winter besonders schneearm; denn in allen drei Fällen sind in den Thälern die Wintermonate durch einen geringen Antheil an der Jahressumme des Niederschlages ausgezeichnet; erst mit Zunahme der Höhe ändert sich dieses Verhältniss, und am Sonnblick entfielen in der Periode 1891—1895 auf die sechs Wintermonate Oktober bis März bereits 46% des gesammten Niederschlages gegenüber nur 33% in Rauris. Auch die Stationen Säntis (2500 *m*) und Haller Salzberg (1140 *m*) zeigen eine Zunahme des winter-

lichen Niederschlags mit der Höhe gegenüber den Thalstationen. Die Ursache der erwähnten Differenz liegt vielmehr darin, dass die Tauerntäler bei gleicher relativer Vertheilung des Niederschlags absolut trockener und daher auch schneeärmer sind als die nördlichen Alpenthäler. Rauris in 910 *m* Höhe hatte in den Jahren 1891—1895 ungefähr dieselbe Schneemenge wie Altstätten im Säntisgebiete in 535 *m* und Rotholz im Innthale in 536 *m*, also trotz seiner um 400 *m* höheren Lage. Die geringere Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke in den Tauerntälern ermöglicht eine raschere Aufzehrung derselben im Frühjahre und erklärt somit die höhere Lage der temporären Schneegrenze in den Frühjahrsmonaten gegenüber den durch reichlicheren Winterschnee ausgezeichneten Thälern der Nordalpen.

Im Juli weisen alle drei Beobachtungsreihen nahezu übereinstimmende Werthe für die Höhe der Schneegrenze auf. Dann aber steigt dieselbe nach Kerner im August bis über 2900 *m*, während sie im Sonnblickgebiete kaum über 2700 *m* erreichen dürfte. Der Werth bei Kerner bezieht sich aber nicht mehr auf das Innthal bei Innsbruck, dessen nach N exponirten Gehänge nicht über 2700 *m* ansteigen, sondern ist aus den Verhältnissen in den Stubai- und Oetzthaler-Alpen hergeleitet, wo auch die klimatische Schneegrenze bei dem geringen Niederschlage und den höheren Temperaturen, den Folgen der Massenerhebung, in cirka 2900 *m* Höhe liegt. Sowohl hier als in den östlichen Tauern kommt also der höchste Stand der temporären Schneegrenze im August der Höhe der klimatischen Schneegrenze nahezu gleich. Zur Erklärung der hohen Werthe, die Kerner für die Lage der Schneegrenze in den Sommermonaten angibt, ist aber auch der Umstand wichtig, dass Kerner im Sommer seine Beobachtungen an sehr steilen Gehängen vornahm und dadurch nothwendiger Weise allzu hohe Zahlen fand, was bereits Brückner und Richter hervorheben.

Dasselbe gilt auch noch für den Monat September, woraus sich die grosse Differenz zwischen der Zahl bei Kerner und der für das Sonnblickgebiet theilweise erklären dürfte. Ferner kommt in Betracht, dass wohl die erste Septemberhälfte am Nordabhang der Tauern von warmem und trockenem Wetter begleitet zu sein pflegt, worauf aber gegen Ende des Monats starke Schneefälle folgen, welche das Monatsmittel auf 2300 *m* herabdrücken. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich auch in anderen Alpengebieten, wie die Zahl Denzler's für die letzte Septemberdekade beweist, während in den beiden ersten Dekaden der Säntisgipfel ebenso wie im August schneefrei bleibt.

Im Oktober kommen die Kurven der drei Beobachtungsgebiete einander abermals sehr nahe; dann aber hält sich die des Sonnblickgebietes bis zum Frühjahr über den beiden andern. Die Schneegrenze nähert sich den Thalsohlen und verläuft ebenso wie im Frühjahre in den schneeärmeren Tauerntälern höher als in den Thälern der Nordalpen.

Die Beobachtungen über den Verlauf der temporären Schneegrenze finden also ihre volle Bestätigung in den verschieden gestalteten klimatischen Verhältnissen der drei Beobachtungsgebiete, von denen eines am Nordrand der Alpen, das andere an der Grenze von Nord- und Centralalpen, das dritte inmitten der Centralalpen gelegen ist.

#### 4. Schätzung der Ablation.

Der Akkumulation von Schnee- und Eismassen auf dem Gletscher wirkt die Ablation entgegen. Direkte Beobachtungen darüber liegen in unserem

Gebiete nicht vor; wir sind daher bei der Bestimmung der Grösse der Ablation auf ein rechnerisches Verfahren angewiesen, wie es ähnlich von Finsterwalder für den Suldenferner (Zeitschrift des Deutschen u. Oesterr. Alpenvereines 1887, S. 82) angewendet wurde. Zu diesem Zwecke bieten die positiven Lufttemperaturen ein geeignetes Mittel. Konstruirt man die Temperaturkurven für die einzelnen Höhenstufen und bestimmt den Flächeninhalt der über 0° gelegenen Theile derselben, so können die Grössen dieser Flächen als Verhältnisszahlen für die Ablation betrachtet werden, die man nur mit einem geeigneten Faktor zu multipliciren hat, um die wahren Ablationshöhen zu erhalten. Für den Fall eines stationären Gletschers ist die Summe alles auf demselben angehäuften festen Niederschlages gleich der Summe der durch Ablation entfernten Massen:

$$\Sigma n = \Sigma a \text{ oder } \Sigma (n_1 g_1 + n_2 g_2 + \dots n_n g_n) = \Sigma [(\alpha_1 g_1 + \alpha_2 g_2 + \alpha_n g_n) x],$$

wobei  $n_1, n_2 \dots$  die auf die einzelnen Theilareale  $g_1, g_2 \dots$  entfallenden Niederschlagsmengen,  $\alpha_1, \alpha_2$  die den zugehörigen Höhenstufen entsprechenden Verhältnisszahlen der Ablation sind;  $x$  ist der gesuchte Faktor, daher die Produkte  $\alpha_1 x_1, \alpha_2 x_2$  die gesuchten Ablationshöhen. Dieselben werden für jeden Gletscher je nach seiner Höhenentwicklung und Exposition verschieden gross sein. Die folgende Tabelle VIII gibt die Verhältnisszahlen der Ablation an, die das Produkt aus der Dauer der frostfreien Zeit (in Tagen) und der mittleren Temperatur derselben in den verschiedenen Höhenstufen darstellen, und zwar gelten dieselben sowohl für die Nord- als für die Südseite unserer Gruppe, da die positiven Temperaturen in grösseren Höhen auf beiden Seiten nahezu völlig gleich sind.

Tabelle VIII.

Höhenstufe	a) Mittlere Temperatur	b) Frostfreie Zeit	c) Produkte a b	Differenzen
2200	5.12	182	931	
2300	4.68	173	812	119
2400	4.22	165	695	117
2500	3.73	153	571	124
2600	3.25	141	460	111
2700	2.74	131	358	102
2800	2.30	115	265	93
2900	1.83	98	182	83
3000	1.46	77	113	69
3100	0.95	61	58	55

Wie man sieht, sind die Differenzen der Produkte nicht konstant, sondern werden mit abnehmender Höhe immer grösser, d. h. die Ablation nimmt nach unten an Intensität rascher zu, als die Höhenabnahme erfolgt. Zum gleichen Resultate gelangte K u r o w s k i (Höhe der Schneegrenze S. 130) für die Südseite der Tauern; die Temperaturmittel der frostfreien Zeit sind bei K u r o w s k i »nach H a n n's Angaben« berechnet und viel höher als die hier mitgetheilten, was sich daraus erklärt, dass damals für die grösseren Höhen noch nicht das Beobachtungsmaterial zu Gebote stand wie heute.

Führt man in obige Gleichung die Grössen des Niederschlages in den einzelnen Höhenstufen nach Tabelle II, die hier angegebenen Verhältnisszahlen der Ablation und die entsprechenden Theilareale der einzelnen Gletscher ein, so erhält man zunächst die Grösse des Faktors  $x$ . Derselbe berechnet sich für den Gletscherstand 1871:

Für das Goldbergkees zu	2.93
Für das Wurtenkees zu	3.90
Für das Kleine Fleisskees zu	5.30

Durch Multiplikation der Verhältnisszahlen mit diesen Faktoren ergeben sich nun für die Ablationshöhen der drei Gletscher des Sonnblickgebietes die in Tabelle IX zusammengestellten Werthe in *mm* Wasser.

Tabelle IX.

Höhenstufe	Goldbergkees	Wurtenkees	Kleiner Fleisskees
22—2300	2570	—	—
23—2400	2210	—	—
24—2500	1860	2460	—
25—2600	1510	2020	2730
26—2700	1200	1580	2150
27—2800	910	1210	1650
28—2900	650	860	1180
29—3000	450	560	760
30—3100	240	325	440
31—3200	—	150	—

Diese Zahlen lassen deutlich das verschiedene Verhalten der drei Gletscher erkennen. Am geringsten ist die Ablation bei dem nach N exponirten Goldbergkees, bei dem, wie wir sahen, auch die Schneegrenze am tiefsten liegt. Bedeutend grösser ist die Ablation bereits auf dem nach SE exponirten Wurtenkees. Hier ist sie zwischen 2400 und 2500 *m* nur wenig geringer als beim Goldbergkees zwischen 2200 und 2300 *m*. Am grössten ist sie bei dem nach SW geöffneten Kleinen Fleisskees, das nur bis 2500 *m* Höhe reicht. Zwischen 2500 und 2600 *m* erfährt das Kleine Fleisskees noch eine grössere Ablation als das Wurtenkees zwischen 2400 und 2500 *m* und das Goldbergkees zwischen 2200 und 2300 *m*. Dabei sind die Unterschiede der Ablationswerthe zwischen Goldbergkees und Wurtenkees einerseits, und die zwischen Wurtenkees und Kleinem Fleisskees andererseits nahezu gleich gross; das Wurtenkees steht also in der Mitte zwischen dem tief herabsteigenden Goldbergkees und dem hoch am Gehänge endenden Kleinen Fleisskees, es repräsentirt in Bezug auf seine Ablationsgrössen den durchschnittlichen Typus der Gletscher unserer Gruppe, wie auch der für dasselbe gefundene Werth der Schneegrenze (2700 *m*), dem Gruppenmittel am nächsten kommt. Die Differenzen der Ablation an den drei Gletschern erhalten sich ferner in allen Höhenstufen konstant. Sowohl an der Zunge als in den oberen Firnregionen ist die Ablation des Goldbergkees ca.  $\frac{3}{4}$  der des Wurtenkees, die des Wurtenkees ca.  $\frac{3}{4}$  der des Kleinen Fleisskees.

Wir sehen also die drei in unmittelbarer Nähe voneinander gelegenen Gletscher bei gleichen Niederschlags- und Temperaturverhältnissen in Folge der verschiedenen Exposition sehr stark differirenden Grössen der Ablation unterworfen. Mittheilungen derselben von einem einzigen Gletscher haben daher immer nur lokalen Werth und lassen keinen Schluss auf die mittlere Grösse der Ablation in der betreffenden Gebirgsgruppe zu. Für unser Gebiet gelangen wir zu solchen Werthen, wenn wir die Areale der einzelnen Höhenstufen der drei Gletscher addiren und für diese die Rechnung so durchführen, wie es oben für jeden einzelnen Gletscher geschehen ist. Es ergeben sich dann folgende Zahlen:

22—2300	3130	27—2800	1120
23—2400	2710	28—2900	780
24—2500	2260	29—3000	520
25—2600	1850	30—3100	295
26—2700	1450		

Um nun diese Zahlen mit den von anderen Gletschern bekannten Ablationsgrössen vergleichbar zu machen, ziehen wir aus den Werthen für die

drei Gletscher des Sonnblickgebietes die Mittel und drücken dieselben in Metern Eis von der Dichte 0.9 aus.

Zum Vergleiche stehen uns zu Gebote die von Finsterwalder für den Suldenferner berechneten Werthe, sowie direkte Ablationsbeobachtungen von Hess und Blümcke auf dem Hintereisferner.

Dieser Vergleich erhellt aus Tabelle X, wo den für unser Gebiet berechneten Ablationshöhen die Zahlen Finsterwalder's und die Beobachtungen vom Hintereisferner (ebenfalls in Metern Eis) gegenübergestellt sind:

Tabelle X.

	2250	2350	2450	2550	2650	2750	2850	2950	3050
Sonnblickgebiet . . .	3.5	3.1	2.5	2.05	1.6	1.25	0.9	0.6	0.35
Suldenferner . . . . .	3.6	3.1	2.5	2.0	1.3	0.0	—	—	—
				2580	2640	2725			
Hintereisferner . .	—	—	—	4.0	2.8	2.4	—	—	—

Die Zahlen für den Suldenferner sind in den unteren Theilen des Gletschers nahezu gleich gross, in den oberen etwas kleiner als die für die Gletscher des Sonnblickgebietes, während wir für den Suldenferner in Folge seiner südlicheren Lage grössere Werthe erwarten sollten. Dieses Verhältniss erklärt sich wohl daraus, dass Finsterwalder die Temperaturmittel und die Abnahme der Temperatur mit der Höhe nur nach Thalstationen hergeleitet und die Ablation proportional der schneefreien Zeit, also an der Firnlinie, die er für den Suldenferner zu 2750 m angibt, gleich 0 gesetzt hat; nun wirkt aber auch über der Firnlinie die Ablation auf die Gletscher ein; denn dieselben apert ja in jedem warmen Sommer bis über die Firnlinie aus. Es ist daher zu erwarten, dass eine direkte Beobachtung für den Suldenferner höhere Ablationswerthe liefert, als die für das Sonnblickgebiet berechnet.

Die Zahlen für den Hintereisferner sind bedeutend grösser als unsere berechneten Werthe in den gleichen Höhen. Vergleicht man beide Reihen unter Berücksichtigung der Entfernung der einzelnen Ablationshöhen von der jeweiligen Schneegrenze, so ergibt sich jedoch eine gewisse Uebereinstimmung. Für die Höhe der Schneegrenze am Hintereisferner, die man zu 2900 m ansetzen kann, erhält man unter Annahme gleichmässiger Abnahme der Ablation mit der Höhe auf Grund der beobachteten Grössen eine Ablation von 1.8 m; für das Sonnblickgebiet beträgt die Ablation an der Schneegrenze in 2700 m Höhe 1.6 m. Es sind also die Ablationsgrössen in gleichen Höhen unter der Schneegrenze in beiden Gebieten nahezu gleich. Die Verschiedenheit der absoluten Werthe dürfte ihren Grund theilweise darin haben, dass das innere Oetzthal wärmer ist als die östlichen Tauern.

Vereinigt man die Ablationszahlen für die einzelnen Höhenstufen eines bestimmten Gletschers und ebenso die entsprechenden Niederschlagshöhen zu Kurven, wie dies in Fig. 2 geschehen ist, so liefert die Ordinate des Schnittpunktes der beiden Kurven einen Werth für die Höhe der realen Schneegrenze des betreffenden Gletschers. Dieses Verfahren bietet eine Kontrolle für die Methode Kurovski's zur Bestimmung der Schneegrenze aus der mittleren Höhe der Gletscher, da es ebenfalls von der Thatsache ausgeht, dass an der Schneegrenze Niederschlag und Ablation sich das Gleichgewicht halten. Beide Verfahren ergeben auch nahezu übereinstimmende Resultate, wie Tabelle XI zeigt; dieselbe enthält die Höhen der realen Schneegrenze

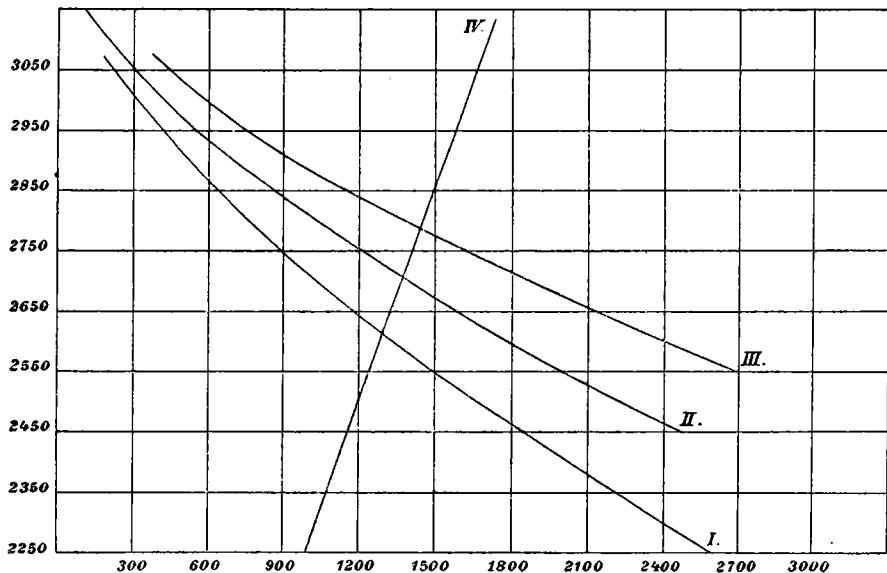


sowohl nach der Methode Kurowski's als nach dem eben angedeuteten Verfahren, sowie die Differenzen der so gewonnenen Resultate für die drei wichtigsten Gletscher unseres Gebietes:

Tabelle XI.

	Goldbergkees	Wurtenkees	Kl. Fleisskees
Höhe der Schneegrenze nach Kurowski . . . . .	2630	2700	2800
Schneegrenze nach: Ablation = Niederschlag . . . . .	2615	2700	2790
Differenz . . . . .	15	0	10

Fig. 2.



Kurven der Ablation und des Niederschlags.

- I. Ablationskurve des Goldbergkees,  
 II.       >       > Wurtenkees,  
 III.       >       > Kleinen Fleisskees,  
 IV. Kurve des Niederschlags.

(Als Ordinaten sind die Höhenstufen in *m*, als Abscissen die Ablations- oder Niederschlagsmengen in *mm* Wasser eingetragen.)

Unterhalb der Schneegrenze überwiegt die Ablation, oberhalb derselben die Akkumulation; den wahren Betrag der jährlichen Abschmelzung und Ernährung erhalten wir daher durch die Differenzen zwischen Ablationsgrößen und den Höhen des festen Niederschlags. Dieselben sind in Tabelle XII in Mittelwerthen der drei Sonnblickgletscher zusammengestellt.

Tabelle XII.

Höhenstufen	Abschmelzung in <i>m</i>	Höhenstufen	Ernährung in <i>m</i>
22–2300	2.4	27–2800	0.4
23–2400	1.9	28–2900	0.8
24–2500	1.25	29–3000	1.1
25–2600	0.7	30–3100	1.4
26–2700	0.1		

Zwischen den Gebieten mit vorherrschender Abschmelzung und denen mit vorherrschender Ernährung liegt in 2700 *m* Höhe die klimatische Schneegrenze, wo die Differenz Null ist.

Die Untersuchung der klimatischen Verhältnisse, denen die Gletscherentwicklung unseres Gebietes unterworfen ist, hat ergeben, dass dieselben einer im Verhältniss zu den Erhebungsverhältnissen beträchtlichen Vergletscherung ausserordentlich günstig sind. Die Niederschlagsmengen in unserem Gebiete stehen hinter denen anderer reich benetzter Alpengebiete nicht zurück, und bewirken die Entwicklung mächtiger Firnlager; die geringe Erwärmung, namentlich die tiefen Sommertemperaturen, verhindern eine rasche Aufzehrung der Schneemassen.

Das Resultat dieser Erscheinungen ist die tiefe Lage der klimatischen Schneegrenze, die wir hier, in den östlichen Gletschergebieten der Centralalpen, in einem reich gegliederten Gebirgsabschnitte, in gleicher Höhe antreffen, wie an der Westgrenze der Ostalpen, in der Silvretta-Gruppe, während gleich hohe Massenerhebungen in den centralen Alpengebieten, wie z. B. die Mastaungruppe, in die Schneeregion überhaupt nicht hineinragen. Andererseits bieten die klimatischen Zustände unseres Gebietes keinen Grund, die Schneegrenze so tief herabzurücken, als es Richter thut, nämlich bis zu 2600 *m*. Da in grösseren Höhen die Temperaturen und wohl auch die Niederschläge auf der Nord- und Südseite nahezu gleich sind, so können wir auf Grund der dargelegten Berechnungen die klimatische Schneegrenze auf beiden Seiten des Kammes in nahezu gleicher Höhe, nämlich im Durchschnitt zu 2700 *m* Höhe ansetzen.

Im Einzelnen aber entfernt sich die reale Schneegrenze nicht unbedeutend von diesem Gruppenmittel; bei den verschiedenen Gletschern unseres Gebietes schwankt ihre Höhenlage zwischen 2600 und 2900 *m*. Diese Abweichungen lassen sich auf zwei Faktoren zurückführen, nämlich auf die Grösse des Bergschattens und auf die Auslage gegen die Besonnung.

##### 5. Einfluss der Beschattung und der Exposition auf die Lage der Schneegrenze.

Der Einfluss der Beschattung auf das solare Klima eines Ortes wurde zum ersten Male von K. Peucker<sup>1)</sup> eingehend gewürdigt und Zahlenwerthe für den Bergschatten ermittelt. Es liegt die Annahme nahe, dass auch die Eis- und Schneeverhältnisse eines Gebirges, also auch die Lage der Schneegrenze durch den Bergschatten in der mannigfachsten Weise beeinflusst werden. Wir dürften erwarten, dass ein Gletscher desto tiefer herabsteigen und seine Schneegrenze eine desto tiefere Lage einnehmen wird, je grösser der durch den Bergschatten hervorgerufene Verlust an Himmelsstrahlung, Besonnungsdauer und Strahlungsintensität ist. Umgekehrt sollte bei jenem Gletscher, bei dem die Beschattung der Sonnenstrahlung am wenigsten hinderlich ist, das Zungenende und die Schneegrenze den höchsten Stand einnehmen.

Um zu untersuchen, ob diese naheliegenden Gedanken in einer mathematischen Behandlung des Problems ihre Bestätigung finden, betrachten wir im Folgenden zunächst die Grösse des Einflusses des Bergschattens auf die drei Gletscher des Sonnblickgebietes, das Goldberg-, das Wurten- und das Kleine Fleisskees. Zur Darstellung der Bergschattenwerthe drücken wir den Verlust an Himmelsstrahlung in Procenten des ganzen

<sup>1)</sup> Ueber den Bergschatten (Vortrag, gehalten am XII. Deutschen Geographentag zu Jena 1897).

Himmelsgewölbes, den Verlust an Besonnungsdauer in Zeiteinheiten, den Verlust an Sonnenstrahlung in Prozenten der gesammten auf den betreffenden Ort gemäss seiner geographischen Breite entfallenden Bestrahlungsstärke aus <sup>1)</sup>. Wir erhalten dann für die Zungenenden der drei genannten Gletscher die in Tabelle XIII zusammengestellten Werthe; dieselben beziehen sich auf die geographische Breite von 47°; die Verluste an Besonnungsdauer sind für die Tage der Solstition und Aequinoktien berechnet, die Verluste an Sonnenstrahlung für das Winter- und Sommerhalbjahr und das ganze Jahr.

Tabelle XIII.

Name des Gletschers	Verlust an Himmelsstrahlung für die einzelnen Quadranten in %	Verlust an Besonnungsdauer			Tagesverkürzung in % der Tagesdauer	Verlust an Sonnenstrahlung in %	
		Datum	Morgens	Abends			im Tage
Goldberg-kees 2255 m	N 0	21./VI.	1 <sup>h</sup> 20 <sup>m</sup>	1 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	2 <sup>h</sup> 50 <sup>m</sup>	17.7	Sommerhalbj. . . 9.0
	E 25	24./III. }	2 10	2 25	4 35	38.1	Winterhalbj. . . 30.0
	S 41	22./IX. }					
	W 41	23./XII.	5 10	2 25	7 35	94.7	Ganzes Jahr . . 15.2
Wurten-kees 2375 m	N 34	21./VI.	2 5	2 5	4 10	26.0	Sommerhalbj. . . 12.2
	E 25	24./III. }	1 20	3 30	4 50	40.3	Winterhalbj. . . 23.3
	S 29	22./IX. }					
	W 43	23./XII.	0 45	3 5	3 50	47.9	Ganzes Jahr . . 15.5
Kl. Fleiss-kees 2544 m	N 24	21./VI.	2 0	0 40	2 40	16.7	Sommerhalbj. . . 7.1
	E 40	24./III. }	3 25	0 0	3 25	28.5	Winterhalbj. . . 45.3
	S 41	22./IX. }					
	W 4	23./XII.	4 0	3 50	7 50	98.5	Ganzes Jahr . . 18.2

Diese Zahlen leisten gerade das Gegentheil von dem, was wir erwarten sollten. Das am tiefsten herabsteigende Goldbergkees erleidet durch den Bergschatten den geringsten Verlust an Sonnenstrahlung und gerade im Sommer wird ihm nur  $\frac{1}{11}$  der Bestrahlungsstärke entzogen; umgekehrt erfährt das Kleine Fleisskees, dessen hoch gelegene Schneegrenze einen sehr geringen Verlust an Bestrahlungsstärke erwarten liess, durch den Bergschatten die grösste Beeinträchtigung. Zwischen diesen beiden Extremen steht das Wurtenkees.

Der Grund dieses eigenthümlichen Verhaltens ist aus der Betrachtung der Bergprofile leicht einzusehen <sup>2)</sup>. Die Zunge des Goldbergkees wird nur unbedeutend von Felswänden überragt, so dass die Sonne namentlich im Sommer nahezu ihre ganze Strahlungsenergie dem Gletscher spenden kann. Hingegen wird das Kleine Fleisskees gegen S von den hohen Felswänden des Rothen Mannes und des Sandkogels überragt, das Wurtenkees im SW von dem Kamme zwischen Alteck und Weissseespitz. Dass im Sommer dem Kleinen Fleisskees nur 7%, dem Goldbergkees 0% der Bestrahlungsstärke entzogen werden, vermag den grossen Unterschied in der Höhenlage der Schneegrenzen dieser beiden Gletscher noch nicht zu erklären.

Die von Peucker vorgeschlagene Methode vermag uns also keine Erklärung der örtlichen Verschiedenheiten in der Lage der Schneegrenze zu

<sup>1)</sup> Die zur Ermittlung dieser Werthe angewendete Methode schliesst sich dem von Dr. Karl Peucker vorgeschlagenen Verfahren an und wird im Anhang näher ausgeführt werden.

<sup>2)</sup> Vgl. die Tafeln I, II u. III am Schluss, welche die Bergprofile für die Zungenenden der drei Gletscher in der im Anhang erläuterten Weise enthalten, sowie die roth übergedruckte Darstellung der Sonnenbahnen des 47. Breitgrades.

liefern. Peucker untersucht den Einfluss des Bergschattens auf das solare Klima von Ortschaften und gelangt auch zu Resultaten, die mit den tatsächlichen Verhältnissen vollkommen übereinstimmen. In unserem Falle aber handelt es sich um ausgedehnte Gletscherflächen, die sich der Besonnung entgegenstellen und diese sind niemals horizontale Flächen, sondern besitzen, namentlich bei kleineren Gehänge- und Kargletschern beträchtliche Neigungswinkel.

Für die Beurtheilung der Intensität der Sonnenstrahlung ist es aber sehr wichtig, nach welcher Himmelsrichtung die bestrahlte geneigte Fläche sich abdacht. Der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen auf einer nach S geneigten Fläche ist um die Grösse des Böschungswinkels grösser, als der Einfallswinkel auf einer horizontalen Fläche, auf einer nach N geneigten Fläche um diesen Betrag kleiner. Ein Punkt auf einer nach N geneigten Fläche in der geographischen Breite  $\varphi$  geniesst also so viel Bestrahlungsstärke als ein Punkt auf horizontaler Fläche unter der Breite  $\varphi + \alpha$ , wobei  $\alpha$  der Neigungswinkel der Fläche ist; ein Punkt auf einer nach S geneigten Fläche eben so viel, als ein Punkt auf horizontaler Fläche unter der Breite  $\varphi - \alpha$ . Vergleichen wir z. B. in unserem Gebiete das Weissenbachkees mit Nordauslage und das Grosse Zirknitzkees mit Südauslage, zwei Gletscher in derselben geographischen Breite von  $47^\circ$  und mit nahezu gleichem Böschungswinkel, nämlich  $15^\circ$ , so geniesst das Weissenbachkees (abgesehen vom Bergschatten) die Strahlungsintensität eines Ortes unter  $62^\circ$ , das Grosse Zirknitzkees die eines Ortes unter  $32^\circ$  Breite.

Sehen wir nun zu, inwieweit diese Verhältnisse bergschattenlos gedachter schiefer Flächen durch den Bergschatten modificirt werden. Zu diesem Zwecke wurden für die beiden letztgenannten Gletscher die Bergschattenwerthe in gleicher Weise berechnet wie für die früheren drei Gletscher, unter Berücksichtigung der Exposition (die dadurch bewirkte Modifikation der Berechnung ist gleichfalls im Anhange dargelegt). Die gewonnenen Werthe, die in Tabelle XIV enthalten sind, beziehen sich bei beiden Gletschern auf Punkte in 2500 m Höhe. Beim Weissenbachkees liegt dieser Punkt im östlichen Theile des Gletscherrandes, beim Grossen Zirknitzkees auf dem Gehänge unterhalb des Pilatussees.

Tabelle XIV.

Name Gletschers	Verlust an Himmelsstrahlung in den vier Quadranten	Datum	Verlust an Besonnungsdauer				Tagesverkürzung in % der Tagesdauer	Verlust an Sonnenstrahlung in %.
			Morgens	Abends	im Tage			
Weissenbachkees	N 03%	21./VI	1 <sup>h</sup> 0 <sup>m</sup>	0 <sup>h</sup> 0 <sup>m</sup>	1 <sup>h</sup> 0 <sup>m</sup>	6.2	Sommerhalbj. . . 3.5	
	E 20	24./III.	1 20	0 50	2 10	18.0	Winterhalbj. . . 14.8	
	S 31	22./IX.						
	W 12	23./XII.	3 30	2 15	5 45	71.9	Ganzes Jahr. . . 5.5	
Grosse Zirknitzkees	N 28%	21./VI.	1 10	1 50	3 0	18.7	Sommerhalbj. . . 3.4	
	E 31	24./III.	1 15	0 50	2 5	23.3	Winterhalbj. . . 12.3	
	S 4	22./IX.						
	W 25	23./XII.	1 20	0 10	1 30	18.8	Ganzes Jahr. . . 6.7	

Wie man sieht, erhält das Weissenbachkees von N, das Grosse Zirknitzkees von S nahezu keine Beschattung. Aber die maassgebenden Werthe für den Einfluss des Bergschattens, nämlich die für den Verlust an Sonnenstrahlung, sind bei beiden Gletschern nahezu gleich, ja bei dem nach S exponirten im Jahresmittel sogar etwas grösser als bei dem nach N exponirten. Und trotzdem ist Letzterer ein stattlicher Gehängegletscher, während die Südseite bei gleich grosser mittlerer Neigung nur unbedeutende Firnflecken trägt.

Da nun diese Verschiedenheit in der Grösse der Vergletscherung durch den Bergschatten nicht erklärt werden kann, muss ihre Ursache in dem Einflusse der Exposition gesucht werden. Wie wir sahen, verleiht diese dem Zirknitzkees die Bestrahlungsstärke einer horizontalen Fläche unter  $32^\circ$ , während sie die Bestrahlungsstärke des Weissenbachkees auf die einer horizontalen Fläche unter  $62^\circ$  geographischer Breite herabdrückt. Durch den Bergschatten wird dieses Verhältniss nur wenig geändert. Auch dieser rückt jeden beschatteten Punkt gleichsam in eine höhere Breite. Das Weissenbachkees wird durch den Bergschatten von  $62^\circ$  auf  $66^\circ$ , das Grosse Zirknitzkees von  $32^\circ$  auf  $38^\circ$  geographische Breite versetzt. Erst wenn dem Zirknitzkees durch den Bergschatten  $60\%$  der Bestrahlungsstärke entzogen würden, stünde es unter gleichen solar-klimatischen Verhältnissen wie jetzt das Weissenbachkees.

Nun erklären sich auch die grossen Verschiedenheiten in der Lage der Schneegrenze beim Goldbergkees, Wurtenkees und Kleinen Fleisskees. Abgesehen vom Bergschatten geniessen vermöge ihrer verschiedenen Exposition und ihrer mittleren Neigung das Goldbergkees das solare Klima einer horizontalen Fläche unter  $58^\circ$ , das Wurtenkees das einer Fläche unter  $39^\circ$ , das Kleine Fleisskees das einer Fläche unter  $31^\circ$  geographischer Breite. Daher erreicht die Schneegrenze beim Goldbergkees den tiefsten, beim Kleinen Fleisskees den höchsten Stand.

Für die Höhenlage der Schneegrenze ist also die Exposition gegen die Besonnung weit maassgebender als die Grösse der Beschattung, und wir gelangen auch durch eine rohe Beurtheilung der Auslage eines Gletschers oder des Stellungswinkels seiner Fläche gegen die Besonnung zu recht befriedigenden Vorstellungen über die relative Lage seiner Schneegrenze.

### Anhang.

Erklärung der zur Gewinnung der Bergschattenwerthe angewendeten Methode.

1. Die Konstruktion der Bergprofile geschah auf Grund der Originalaufnahme in der Lambert'schen flächentreuen Azimutal-Projektion, die das Bergprofil in seiner natürlichen Geschlossenheit wiederzugeben gestattet. Der Mittelpunkt der Projektion ist das Zenit des Beobachtungspunktes, der Grenzkreis der Projektion der Horizont des bergschattenfrei gedachten Punktes. Zur Zeichnung des Bergprofiles sind charakteristische Punkte des Rundblickes gewählt.

Sei die Kalotte, deren Rand durch B geht und die den Zenithabstand  $\vartheta$  hat, in der flächentreuen Projektion auf dem Bildkreis mit dem Radius  $MB' = \rho$  darzustellen, so ist (Fig. 3), wenn  $MD = h$  gesetzt wird:

$$\rho^2 \pi = 2 r \pi h, \text{ woraus } \rho^2 = 2 r h$$

ferner ist

$$\triangle MBO \sim \triangle MBD$$

und

$$MO : MB = MB : MD$$

$$\overline{MB}^2 = MO \cdot MD = 2 r \cdot h = \rho^2,$$

somit  $MB = \rho$ .

Der Radius der Bildfläche ist also gleich der Sehne zu dem zugehörigen Zenithabstand.

Die Uebertragung der Punkte des Bergprofils aus der Karte in die Projektion geschieht daher folgendermassen: Auf einem Hilfskreise, dessen Sehne zu  $90^\circ$  gleich dem Radius des Konstruktionskreises, d. i. des Grenzkreises der Projektion, ist, werden vom Kreiscentrum aus die Polarkoordination des gewählten Punktes, also sein Azimut und seine Horizontalabstand vom Beobachtungspunkte, eingetragen. Im Endpunkte der so erhaltenen Geraden wird auf einer zu ihr Senkrechten die Höhendifferenz zwischen Beobachtungspunkt und gewähltem Punkt im Maassstabe der Karte aufgetragen und der Endpunkt dieser Senkrechten vom Kreiscentrum aus auf die Peripherie projicirt.

Es sei z. B. (Fig. 4) der Punkt A mit den Polarkoordinaten  $l$  und  $\alpha$  aus der Karte in die Projektion zu übertragen.

Man macht  $OC = l$  und  $\sphericalangle NOC = \alpha$ , errichtet  $CD \perp OC$  und trägt von C die Höhendifferenz zwischen O und A  $= CD$  auf; projicirt man D von O aus auf die Peripherie, so erhält man B.

Denkt man sich nun die Ebene  $GO C'$  senkrecht auf die des Kreises gedreht, so wird, da  $\sphericalangle C'OG = 90^\circ$ , G das Zenith des Punktes  $C'$  und der

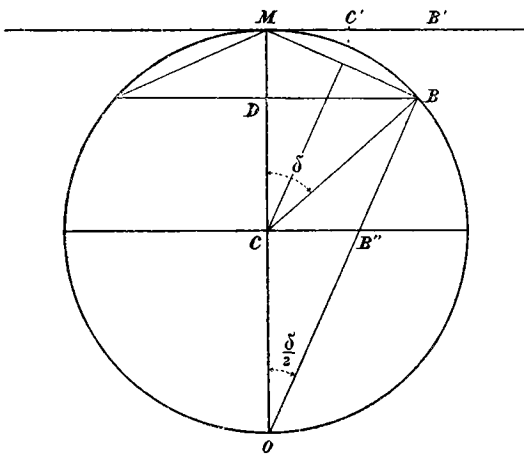


Fig. 3.

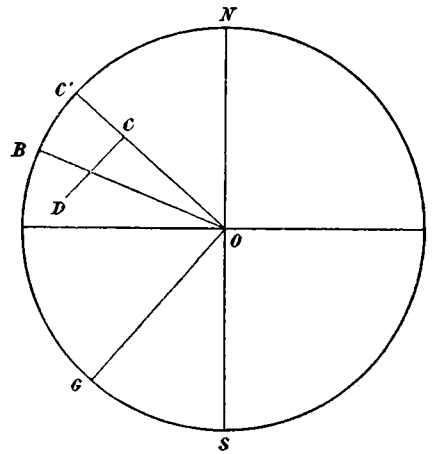


Fig. 4.

Bogen BG die Zenithdistanz von B. Im Konstruktionskreis wird nun vom Centrum aus dieser Bogen BG und das Azimut  $\alpha$  aufgetragen; der Schnittpunkt beider Bogen gibt den gesuchten Punkt des Bergprofils. Dieser Verfahren wird auf möglichst viele Punkte ausgedehnt, durch deren Verbindung man das Bergprofil erhält.

2. Konstruktion der Sonnenbahnen für  $\varphi = 47^\circ$ . Dieselbe geschieht in der gleichen Projektion und auf einem gleich grossen Kreise wie die Konstruktion des Bergprofils, u. zw. auf Grund der sphärischen Koordinaten der Sonnenörter. Die sphärischen Koordinaten eines Punktes der Sonnenbahn sind 1. die Sonnenhöhe  $h$ , wobei  $\sin h = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos s$  ( $\varphi =$  geogr. Br.,  $\delta =$  Deklination,  $s =$  Stundenwinkel); 2. das Azimut der Sonne,  $\alpha$ , wobei  $\sin \alpha = \frac{\sin s \cdot \cos \delta}{\cos h}$ . Diese Winkel werden von Stunde zu Stunde

berechnet; die Peripherie des Konstruktionskreises wird gleichfalls nach dem Stundenwinkel (also von  $15^\circ$  zu  $15^\circ = 1^h$ ) eingetheilt und von diesen Theilpunkten aus die zum berechneten Winkel  $h$  in einem gleich grossen Hilfskreise wie bei 1. gehörige Sehne gegen den Mittelpunkt des Konstruktions-

kreises aufgetragen; sodann werden die entsprechenden Grössen für  $\alpha$  als Bogen an der Peripherie des Kreises vom Südpunkte aus aufgetragen. Die Schnittpunkte zwischen den Radien, die man von den Endpunkten dieser Bogen zieht, und den zu den Winkeln  $h$  gehörigen Sehnen, liefern die Sonnenörter von Stunde zu Stunde.

Auf diese Weise wurden 10 Tagebogen der Sonne konstruirt, die den Sonnenbahnen folgender 10 Tage des Halbjahres: 21./VI., 10./VII., 28./VII., 17./VIII., 4./IX., 22./IX., 30./X., 17./XI., 5./XII., 23./XII., und zugleich den entsprechenden Tagen gleicher; aber positiver Deklinationen des anderen Halbjahres vom Winter- bis zum Sommersolstitium entsprechen. Der mittlere Abstand beträgt 18.2662 Tage. Verbindet man die Punkte aller 10 Kurven, die die Sonnenörter gleicher Stunden des Tages darstellen, so entsteht durch diese Verbindungskurven und die Sonnenbahnen ein Netzwerk, dessen einzelne Maschen Zeiträume gleicher Besonnungsdauer bedeuten. Die ganze Konstruktion enthält 120 solcher Maschen; diese entsprechen zusammen  $120 \times 18.2662 = 2191.44$  Stunden im Halbjahre, also 4382.88 Stunden im ganzen Jahre; das ist genau die Anzahl der Stunden, während welcher die Sonne im Jahre scheint.

3. Graphische Darstellung der Intensität der Sonnenstrahlung. Diese ist proportional der Besonnungsdauer und dem Kosinus des Einfallswinkels der Sonnenstrahlen ( $\cos \epsilon = \sin h$ ). Es handelt sich also darum, die einzelnen Maschen obiger Konstruktion, die Zeiträume gleicher Besonnungsdauer darstellen, mit den zugehörigen Verhältnisszahlen der Intensität der Sonnenstrahlung zu versehen. Zu diesem Zwecke schlägt man um das Centrum des Konstruktionskreises Parallelkreise, deren Radien gleich sind den Sehnen jener Winkel, die zu den Sinuslängen 0.1, 0.2 . . . 0.9 gehören. Je nachdem die Maschen von diesen Parallelkreisen geschnitten werden, lassen sie sich schätzungsweise mit Grössen bewerthen, die der Intensität der Sonnenstrahlung direkt proportional sind. So erhält z. B. die Masche, die von dem kleinsten Kreis geschnitten wird, dessen Radius gleich ist der Sehne des Winkels mit dem Sinus 0.9, den Werth 9 u. s. w. Summirt man diese Verhältnisszahlen zwischen je zwei Tagebogen, so bilden die Differenzen dieser Summen eine gleichmässig auf- und absteigende Reihe. Dies stimmt mit der That- sache überein, dass die Intensität der Sonnenstrahlung von den Aequinoktien bis zum Sommersolstitium in demselben Maasse zunimmt, als sie bis zum Winter solstitium abnimmt. Die Summe aller in die Maschen eingetragenen Verhältnisszahlen beträgt für das Halbjahr 52.52, für das ganze Jahr 105.04. Die Zahl sämmtlicher Maschen der Konstruktion beträgt für das ganze Jahr und für Tag und Nacht  $4 \times 120 = 480$ . Der Quotient  $\frac{105.04}{480} = 0.2187$  gibt die verhältnissmässige Stärke der Bestrahlung an, nämlich das Verhältniss der Bestrahlungsstärke, die auf ein Flächenelement der Erde von der geographischen Breite  $\varphi$  entfällt, zu der Bestrahlungsstärke dieser Fläche, die sie bei stets senkrecht auffallenden Sonnenstrahlen erhalten würde. Diesen Werth  $\frac{i}{J}$  gibt Wiener (Meteorolog. Zeitschr. 1879, S. 124) für die Breite  $\varphi = 40^\circ$  zu 0.24122, für  $\varphi = 50^\circ$  zu 0.20876 an. Nimmt man zwischen 40 und 50° Breite eine gleichmässige Abnahme der Bestrahlungsstärke an, so erhält man für  $\varphi = 47^\circ$  0.2185, einen Werth, der mit dem obigen bis einschliesslich der 3. Decimale übereinstimmt.

Sind diese Konstruktionen ausgeführt, so ist die Ermittlung der Bergschattenwerthe für einen beliebigen Ort unter der gewählten geographischen Breite sehr einfach. Die Bestimmung des Verlustes an Himmelsstrahlung, die proportional ist der Grösse des sichtbaren Theiles des Himmelsgewölbes, geschieht durch planimetrische Ausmessung des vom Bergprofil gedeckten Theiles des Himmelsgewölbes.

Den Entzug an Besonnungsdauer erhält man in Zeiteinheiten, indem man an jedem Tagebogen abliest, welcher Theil desselben durch das Bergprofil gedeckt wird. Zu diesem Zwecke werden die beiden Konstruktionen schwarz und roth übereinander gedruckt.

Den Verlust an Strahlungsintensität gewinnt man durch Summierung der Verhältnisszahlen, die auf die durch das Bergprofil gedeckten Maschen entfallen, wobei man die Werthe für die nicht völlig gedeckten Maschen approximativ abschätzt. Diese Summen (doppelt genommen, da sie nur für ein Halbjahr gelten) lassen sich in % der auf einen bergschattenfreien Punkt gleicher Breite entfallenden Strahlungsintensität ausdrücken. Das Verhältniss aus der Differenz dieser Summe und der Gesamtsumme aller Verhältnisszahlen (in unserem Falle 105.04) und 480 gibt wieder eine verhältnissmässige Bestrahlungsstärke  $\frac{i}{J}$ . Sucht man dieselbe und die zugehörige geographische Breite in den Tabellen Wiener's nach, so ergibt sich, um wie viel Breitengrade der betreffende Punkt in Folge seines Bergschattens gleichsam polwärts gerückt ist. So geniesst z. B. die Zunge des Goldbergkees in Folge des Bergschattens nur die Strahlungsintensität eines bergschattenfreien Punktes unter  $56^{\circ} 40'$  geogr. Breite.

Die bisher geschilderte Berechnungsmethode der Strahlungsintensität bezieht sich auf die Bestrahlung einer horizontalen Fläche. Berücksichtigt man nun den Einfluss des Neigungswinkels auf die Grösse der Bestrahlungsstärke, so muss man die Maschen der Konstruktion mit den dieser Intensität entsprechenden Zahlengrössen bewerthen. Zu diesem Zwecke braucht man bloss das Zenith und die dasselbe umgebenden Sinuskreise um die Grösse der Sehne des Neigungswinkels nach N oder S zu verschieben; sie erscheinen nach dieser Verschiebung aber nicht mehr als Kreise, sondern als schwach gedrückte Ellipsen. Sodann versieht man wie oben die Maschen der Konstruktion, je nach dem sie von den Ellipsen geschnitten werden, mit den entsprechenden Verhältnisszahlen der Bestrahlungsstärke.

Für unseren Fall einer unter  $15^{\circ}$  nach S geneigten Fläche beträgt die Summe dieser Zahlen 126.52, der Quotient  $\frac{i}{J} = \frac{126.52}{480} = 0.26358$ , als verhältnissmässige Stärke der Bestrahlung dieser geneigten Fläche; diese ist gleich der Bestrahlungsstärke einer horizontalen Fläche unter der geographischen Breite  $47 - 15 = 32^{\circ}$ .

In gleicher Weise erhält man für die unter  $15^{\circ}$  nach N geneigten Fläche als Summe der Verhältnisszahlen 80.56, als den Quotienten  $\frac{i}{J} = \frac{80.56}{480} = 0.16703$ , gleich der verhältnissmässigen Bestrahlungsstärke einer horizontalen Fläche unter  $49 + 15 = 62^{\circ}$  geogr. Breite. Auch diese Werthe stimmen mit den von Wiener berechneten gut überein.

Sodann geschieht die Berechnung der Bergschattenwerthe in gleicher Weise wie oben.