

METHODISCHE UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE SCHNEEGRENZE IN ALPINEN GLETSCHERGEBIETEN

Von G. GROSS, H. KERSCHNER und G. PATZELT, Innsbruck

Mit 7 Abbildungen und 7 Tabellen

... wofür sie besonders schwärmt,
wenn er wieder aufgewärmt ...
(W. Busch, 1865)

INHALTSÜBERSICHT

Zusammenfassung	223
Summary	224
1. Einleitung	224
2. Definitionen	225
2.1. Temporäre Schneelinie	225
2.2. Altschneelinie	226
2.3. Firngrenze	227
2.4. Gleichgewichtslinie	227
2.5. Bemerkungen zum Begriff der „klimatischen Schneegrenze“	227
3. Glaziologische Grundlagen	228
3.1. Direkte Beobachtung und Mittelungsverfahren	228
3.2. Bestimmung der Gleichgewichtslinie aus Flächenverhältnissen	230
3.3. Ergebnisse	233
4. Vergleich der Bestimmungsmethoden für die Höhe der Schneegrenze	234
4.1. Verfahren nach Louis	234
4.2. Methode Höfer	236
4.3. Bergschrundmethode	236
4.4. Methode Hess	237
4.5. Methode Lichtenecker	237
4.6. Methode Brückner - Richter	237
4.7. Methode Kurowski	238
4.8. Methode Finsterwalder	238
5. Bestimmung der Gleichgewichtslinie für spätglaziale Gletscherstände	239
5.1. Zur Rekonstruktion der Gletscherstände	239
5.2. Das Problem des Bezugswertes	240
5.3. Egesenstadium	243
5.4. Kromerstand	245
5.5. Daunstadium	246
5.6. Gschnitzstadium	247
6. Literatur	248

ZUSAMMENFASSUNG

Von den Ergebnissen der Massenbilanzuntersuchungen an acht Gletschern der Alpen ausgehend, wird der Fragenkreis um Definition und Bestimmung der Schneegrenze neu aufgegriffen. Es werden die dabei alljährlich durch direkte Beobachtung ermittelten Höhen der Gleichgewichtslinie (GWL) zusammengestellt und gezeigt, daß mit einem Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet (S_e/S_a) = 2:1, oder einer Accumulation Area Ratio (AAR) = 67 hinreichende Näherungswerte für die Höhenlage der GWL berechnet werden können.

Auf diese Weise werden für die 93 Gletscher der Silvretta-Gruppe die Höhe der GWL bestimmt und davon ausgehend ein systematischer Vergleich der acht wichtigsten bisher angewendeten Methoden der Schneegrenzbestimmung durchgeführt. Nach Arbeitsaufwand und Ergebnissen entspricht die glaziologisch begründete Methode von Lichtenecker am besten den Ansprüchen. Die anderen Verfahren sind entweder zu ungenau oder zu wenig verlässlich und/oder mit methodischen Mängeln behaftet.

Die Bestimmung der Schneegrenze für spätglaziale Gletscherstände erfolgte ebenfalls nach der Flächenteilung 2:1 (AAR = 67). Das Problem des möglichst genau zu erfassenden Bezugswertes für die Angabe von Schneegrenzdepressionen wird gelöst, indem mit den Höhen der GWL des Gletscherstandes von 1850 ein Bezugsniveau (BZN) ermittelt wird, das sich präziser und besser vergleichbar angeben läßt als die Höhenlage der nur an sieben Gletschern gut bekannten „heutigen“ (IHD) Schneegrenze. Die auf diese Weise erreichte höhere Genauigkeit und Trennschärfe ist notwendig, wenn Schneegrenzkriterien zusätzliche Entscheidungshilfen zur Abgrenzung und Zuordnung spätglazialer Gletscherstände geben sollen.

Für das Egesenstadium wird gezeigt, daß die Depression der Schneegrenze nicht konstant war, sondern in feucht-maritimen Bereichen der Nordabdachung (300–320 m gegen BZN) größer war als im trockenkontinentalen Zentralalpenbereich (180–220 m gegen BZN). Gleiche Tendenzen sind für ältere Stadien anzunehmen, jedoch noch nicht hinreichend genau erfaßt. Für den Kromerstand als letzten Vorstoß der Egesenserie wurden Depressionswerte von 70–80 m, für das Daunstadium 260–320 m und für das Gschnitzstadium 600–700 m gegenüber dem Bezugsniveau von 1850 ermittelt. Das Bezugsniveau liegt zwischen 100 und 150 m tiefer als die „heutige“ (IHD) Schneegrenze.

METHODICAL INVESTIGATIONS ON THE SNOW-LINE IN GLACIERIZED AREAS OF THE ALPS

SUMMARY

The results of the investigations on the mass balance of eight glaciers in the Alps form the basis for a new discussion of the complex of questions related with the definition and the estimation of the snow-line. The annual values of the equilibrium line altitude (GWL) found by field-observations are collected. On this basis it can be shown that with an accumulation area / ablation area ratio (Sc/Sa) of 2:1 (corresponding to an AAR = 67) sufficiently approximated values for the calculation of the equilibrium line altitude can be achieved.

By using an AAR = 67 the equilibrium line altitudes of all the 93 glaciers of the Silvretta Mountains are calculated and taken as basis for a systematic comparison of the eight most frequently applied methods for the estimation of the snow-line. The glaciologically based method of Lichtenecker yields the best results. Other methods are either too rough or too unreliable and/or they suffer from theoretical shortcomings.

The snow-line of Late-Würm readvances is also estimated by using an AAR = 67. An altitude of reference with a maximum of reliability is needed for the estimation of depressions of the snow-line. As the "present-day" (IHD) snow-line is reliably known for seven Alpine glaciers only, a mean equilibrium line altitude (Bezugsniveau, BZN) is calculated on the basis of the well-known equilibrium line altitude of the mid-19th century advance period. Thus an increased precision and selectivity is achieved. This is a demand, if snow-line criteria should be used as additional aids for the delineation and correlation of Late-glacial readvances. It is shown that the depressions of the snow-line of Egesen-Stade glaciers were not constant. They were larger in the more humid areas of the Northern Alps (300–320 m against BZN) than in the drier and more continental areas of the Central Alps (180–220 m against BZN). Similar trends can be assumed for older readvance periods but they have not been sufficiently registered by now. For the Kromer-Stade as the last readvance within the Egesen-Stade series depressions of 70–80 m are found. Depressions for the Daun-Stade are 260–320 m, for the Gschnitz-Stade 600–700 m against the mid-19th century BZN. The BZN is an order of magnitude of 100–150 m lower than the „present-day“ (IHD) snow-line.

1. EINLEITUNG

Seit annähernd 200 Jahren wird der Fragenkreis um die „Schneegrenze“ in der wissenschaftlichen Literatur immer wieder diskutiert, vor allem von geographischer Seite. Die wesentlichen und für die spätere Diskussion richtungsweisenden Gedanken waren zwar gegen Ende des 19. Jahrhunderts bereits geäußert (Ratzel, 1886; Richter, 1888). Unterschiedliche Gesichtspunkte in der Fragestellung aber, vor allem unterschiedlicher Zweck der Bestimmung der Schneegrenze in zahlreichen Anwendungsgebieten und, damit verbunden, unterschiedliche Anforderungen an die Genauigkeit

und den geometrischen Betrachtungsmaßstab, führten zu verschiedenen, voneinander abweichenden Definitionen des Begriffes „Schneegrenze“. Dazu kommt eine weitere Schwierigkeit: In zahlreichen einschlägigen Arbeiten besteht eine deutlich merkbare Diskrepanz zwischen der mehr programmatischen Definition („Die Schneegrenze ist . . .“) und der Definition durch das angewendete oder vorgeschlagene Bestimmungsverfahren, die z. B. Østrem (1966: 126) zur Feststellung veranlaßte: „However, different methods determine different kinds of snowlines.“ Besondere Uneinigkeit herrscht in dieser Beziehung bei der „klimatischen Schneegrenze“. Die Skala der Begriffsbestimmungen reicht von einer großräumigen Mittelung der „lokalen“ Schneegrenzen bis hin zur Annahme einer idealen Fläche, deren Höhenlage von Einflüssen des Reliefs und des Windes unbeeinträchtigt ist. Die dabei erhaltenen Ergebnisse lassen den Bezug zu den natürlichen Gegebenheiten oft kaum mehr erkennen. Entsprechend ist eine erfahrungswissenschaftliche Behandlung der Frage nach der „klimatischen Schneegrenze“ meist nicht möglich, wie das zuletzt auch in den Äußerungen von Büdel (1976: 366) sehr klar zum Ausdruck kommt.

Um der entstandenen Begriffsverwirrung zu entgehen, schlug Messerli (1967: 198) vor, neue, eindeutig definierte und gut näherungsweise bestimmbare Begriffe zu verwenden. Die Glaziologie stellt über den Weg der Massenhaushaltsuntersuchungen auf Gletschern ein derartiges Begriffsinventar zur Verfügung (Anonym, 1969; Hoinkes, 1970). Außerdem liegt in den glaziologischen Arbeiten der letzten 25 Jahre reiches Datenmaterial vor, das in der Schneegrenzliteratur bisher nicht oder unzureichend berücksichtigt wurde. Es schien daher angebracht, den Fragenkreis um Definition und Bestimmung der „Schneegrenze“ unter diesen Gesichtspunkten neu aufzugreifen. Insbesondere sollte versucht werden, die glaziologischen Erfahrungen bei Schneegrenzbetrachtungen für spätglaziale Gletscherstände anzuwenden.

Die vorliegende Arbeit faßt die wichtigsten methodischen Überlegungen und Ergebnisse zusammen, die im Rahmen gletscher- und klimageschichtlicher Forschungen am Geographischen Institut der Universität Innsbruck durchgeführt wurden. G. Gross hat im Rahmen einer Hausarbeit den systematischen Methodenvergleich an den 93 Gletschern der Silvrettagruppe durchgeführt. H. Kerschner nahm die Schneegrenzberechnungen für die stadialen Gletscherstände vor und gibt die entsprechenden Abschnitte seiner Dissertation wieder. G. Patzelt hat die glaziologischen Grundlagen und das Gschnitzstadium bearbeitet, sowie die letzte textliche und formale Gestaltung übernommen. Er ist damit auch für eventuelle Unzulänglichkeiten zuständig. Für die Verfasser ist diese Arbeit aber vor allem Ausdruck einer jahrelangen in jeder Beziehung erfreulichen und anregenden Zusammenarbeit an einem eher unerfreulichen Thema.

2. DEFINITIONEN

Die heute in der glaziologischen Literatur gebräuchlichen Begriffe sind mehrfach diskutiert und an leicht zugänglicher Stelle veröffentlicht worden (Anonym, 1969; Hoinkes, 1970; Slupetzky, 1971). Für die weiteren Überlegungen ist vor allem die Gleichgewichtslinie (GWL) von Bedeutung. Die Definitionen der anderen Grenzlinien werden jedoch nochmals zusammenfassend angeführt, um weitere Verwechslungen und Begriffsunschärfen hintanzuhalten.

2.1. TEMPORÄRE SCHNEELINIE (transient snowline; Anonym, 1969)

Sie trennt schneebedeckte von schneefreien Flächen oder vom Firn früherer Hausaltjahre zu einem beliebigen Zeitpunkt. In den gemäßigten Breiten erreicht sie

ihre tiefste Lage im allgemeinen im Laufe des Winters und steigt von da an bis zum Spätsommer oder Frühherbst mit Unterbrechungen an. Das von ihr umfahrene Areal wird sukzessive kleiner. Die Auflösung der von der temporären Schneelinie umfahrenden Fläche geht in starker Abhängigkeit vom Kleinrelief vor sich (Friedel, 1952; Slupetzky, 1971). Mit Ausnahme des Zeitpunktes nach einem genügend tief herabreichenden sommerlichen Neuschneefall läßt sich die temporäre Schneelinie nicht durch eine Isohypse annähern.

2.2. ALTSCHNEELINIE ODER FIRNLINIE (firn line; Anonym, 1969)

Am Ende des Haushaltsjahres wird aus der temporären Schneelinie nach Hoinkes (1970: 57/58) die Altschneelinie (ASL in Abb. 1). Der Begriff Altschneelinie, der dem der Firnlinie vorzuziehen ist, wurde von Hoinkes und Rudolph (1962: 272/273) eingeführt, um eine Verwechslung zu vermeiden, die die einfache Übersetzung von „firn line“ mit Firngrenze häufig ergeben hat. Das Wort Firn sollte nur in Zusammenhang mit Schnee verwendet werden, der schon eine Ablationsperiode überdauert hat. Der englische Begriff „firn line“ ist in Anonym (1969) auf den Zeitpunkt minimaler Ausdehnung der Schneedecke auf einem Gletscher oder in einem anders definierten Gebiet bezogen, der nicht zwangsläufig mit dem Ende des Haushaltsjahres zusammenfallen muß.

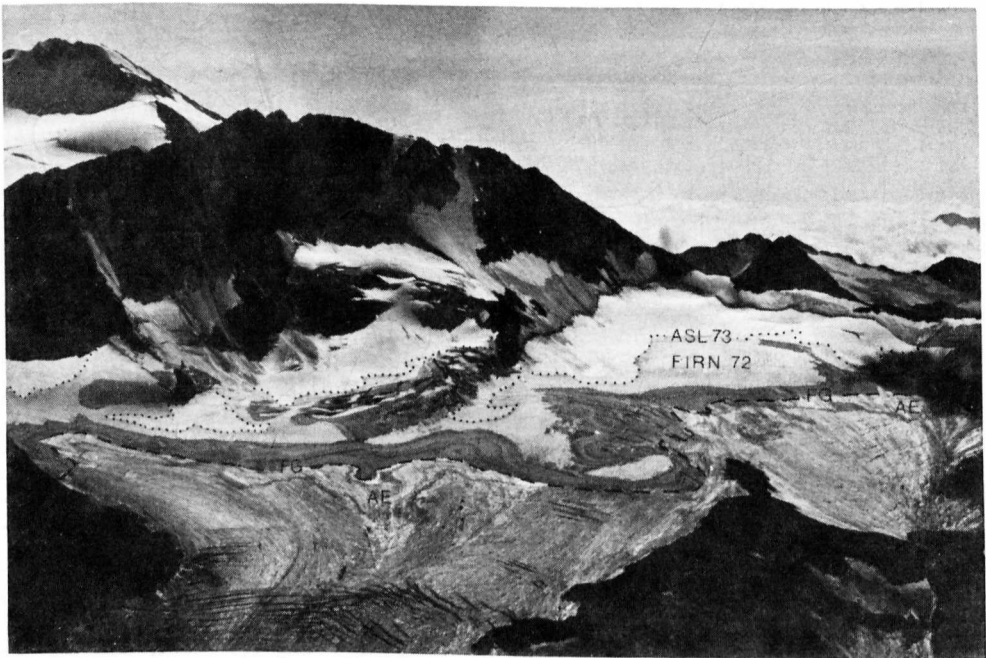


Abb. 1: Altschneelinie (ASL 73) und Firngrenze (FG) auf dem Fernaufener (Stubai) Alpen) am 14. 9. 1973, dem Tag der maximalen Ausaperung. Am 15. 9. fiel Neuschnee, der in diesem Jahr nicht mehr abschmolz. Durch die starke Ausaperung im Sommer 1973 lagen Firnschichten mehrerer Jahre (Firn von 1972 oberste, Firn von 1965 unterste Schichte) im Ablationsgebiet. Zwischen Firn und Gletschereis ist deutlich die Zone aufgefrorenen Eises (AE) zu erkennen.

2.3. FIRNGRENZE (firm edge)

Die Firngrenze ist die Nulllinie der Eisablation, oder die Grenze zwischen Firn und Eis. Firn im glaziologischen Sinne ist über die Zeit definiert als Schnee, der schon eine Ablationsperiode überdauert hat. Die Firngrenze (FG in Abb. 1) wird nur sichtbar, wenn die Altschneelinie höher liegt und verläuft dann immer im Ablationsgebiet.

2.4. GLEICHGEWICHTSLINIE (equilibrium line; Anonym, 1969)

Die Gleichgewichtslinie (GWL) ist eine Linie, die alle Punkte auf einem Gletscher verbindet, deren Nettobilanz am Ende des Haushaltsjahres gleich null ist.

Die GWL teilt die Gesamtfläche eines Gletschers (S) in das Ablationsgebiet (Sa) und das Akkumulationsgebiet (Sc). Ihr meist komplizierter Verlauf läßt ein einfaches Ablesen der Höhe im Gelände oder in der Karte nicht zu. Der Angabe einer Höhe der GWL für einen Gletscher muß daher ein Mittelungsverfahren vorausgehen. Angaben einer mittleren Höhe der GWL sind in geringem Maße vom verwendeten Mittelungsverfahren abhängig.

Die mittlere Höhe der GWL ist von Jahr zu Jahr unterschiedlich. Für geomorphologische, gletscher- und klimageschichtliche Fragen ist es jedoch meist nötig, einen Mittelwert für einen längeren Zeitraum zu betrachten, dessen zu wählende Länge sich nach der Fragestellung richtet. Die GWL im Mittel für einen längeren Zeitraum wird in der vorliegenden Arbeit vereinfacht als „die Schneegrenze“ bezeichnet. Damit deckt sich dieser Begriff weitgehend mit dem der „lokalen oder orographischen Schneegrenze“ der älteren Literatur.

2.5. BEMERKUNGEN ZUM BEGRIFF DER „KLIMATISCHEN SCHNEEGRENZE“

Der Begriff der „klimatischen“ Schneegrenze ist problematisch. Wenn in der Definition eine Abstraktion von „orographischen Begünstigungen und Benachteiligungen“ (Ratzel, 1886: 212) oder eine horizontale, windstille Fläche als Grundlage der Bestimmung gefordert wird (Kurowski, 1891; Klebelsberg, 1948/49; UNESCO, 1970b; Zingg, 1954), bestehen im Gelände dafür keine Anhaltspunkte, die eine Festlegung ihrer Höhe und ihres Verlaufes gestatten würden. Legt man die „klimatische“ Schneegrenze als Mittelwert einzelner lokaler Schneegrenzwerte eines größeren Gebietes fest (Louis, 1955), werden die lokalen, die Schneegrenze bestimmenden Klimaeinflüsse weitgehend eliminiert und weder qualitativ, noch quantitativ erfaßt, sodaß unklar wird, welches Klima mit der soleherart bestimmten Schneegrenze in Bezug gesetzt wird.

Mehrfach wurde auch das „Niveau 365“ als klimatische Schneegrenze aufgefaßt und als Höhengrenze definiert, oberhalb der im Mittel einiger Jahre und Jahrzehnte auf orographisch unbeeinflusster horizontaler Fläche die Schneedecke 365 Tage lang andauert (Zingg, 1954; Lliboutry, 1965). Escher (1973) schlägt vor, das „Niveau 365“, das außerhalb eines vergletscherten Gebietes bestimmt wird, als klimatische Schneegrenze zu bezeichnen. Die Angabe einer Schneegrenze für einen mehrjährigen Zeitraum im unvergletscherten Gebiet ist an sich schon fragwürdig. Da das Niveau 365 auch in den vergletscherten Bereichen der Schweiz vielfach höher liegt als die Akkumulationsgebiete der Gletscher (Escher, 1973) und sich damit einer Beobachtung und Überprüfung in der Natur entzieht, stellt sich die Frage nach seiner Aussagekraft. Von vielen Autoren wird die „Gipfelmethode“ zur Bestimmung der Höhe der klimatischen Schneegrenze verwendet oder vorgeschlagen, zum Teil als Ergänzung zu anderen Verfahren (Partsch, 1882; Brückner, 1887; Richter, 1888; Jegerlehner, 1903; Klebelsberg, 1947). Mit dieser Methode wird aber auch die „Vergletscherungsgrenze“

(glaciation level, glaciation limit; Ahlmann, 1948; Østrem, 1964, 1966, 1972, 1974; Andrews and Miller, 1972; Porter, 1975) bestimmt, die für kleinräumige Fragen kaum anwendbar ist.

Trotz der Verschiedenartigkeit der methodischen und theoretischen Ansätze führen alle genannten Definitionen für die klimatische Schneegrenze zu einem übereinstimmenden Ergebnis: Die damit bestimmte Höhengrenze ist im Gelände nicht feststellbar. Die weitere Verwendung dieses fragwürdigen Begriffes wird daher abgelehnt.

3. GLAZIOLOGISCHE GRUNDLAGEN

3.1. DIREKTE BEOBACHTUNG UND MITTELUNGSVERFAHREN

Auf den in Tabelle 3 angeführten Gletschern der Alpen wird die Massenbilanz mit Hilfe der direkten glaziologischen Methode bestimmt, am Hintereisferner seit 24 Jahren. Dafür ist es unerlässlich, jeweils am Ende des Haushaltsjahres die maximale Ausaperung und die GWL mit größtmöglicher Genauigkeit durch direkte Beobachtung und/oder nach photographischen Aufnahmen zu kartieren. Wegen des meist sehr unregelmäßigen Verlaufes der GWL über den Gletscher ist deren Höhenlage nicht einfach aus der Kartierung abzulesen oder einer Isophyse anzunähern. Von den verschiedenen möglichen Mittelungsverfahren wird die Höhenlage der GWL am häufigsten nach der Höhenstufenbilanz- oder $b(z)$ -Kurve bestimmt.

Dabei wird die für einzelne Höhenstufen des Gletschers ermittelte spezifische Massenbilanz $b(z)$ im Diagramm gegen die Meereshöhe der Höhenstufen aufgetragen. Die mittlere Höhe der GWL wird graphisch festgelegt am Schnittpunkt der $b(z)$ -Kurve mit der Ordinatenachse, an der die spezifische Massenbilanz $b(z) = 0$ ist (Hoinkes, 1970); siehe Abb. 2 links. Auf diese Weise wird die Höhe der GWL an Hintereis-, Kesselwand-, Vernagt- und Langtalerferner bestimmt.

Die Methode hat den Vorteil der Einfachheit, sobald die Bilanzen für die Höhenstufen bekannt sind. Allerdings läßt sich damit in extremen Haushaltsjahren die GWL nicht oder nicht eindeutig festlegen, wenn etwa in allen Höhenstufen positive Bilanzen (Sonnblickkees 1965) oder bei besonders starker Ausaperung auch in den obersten

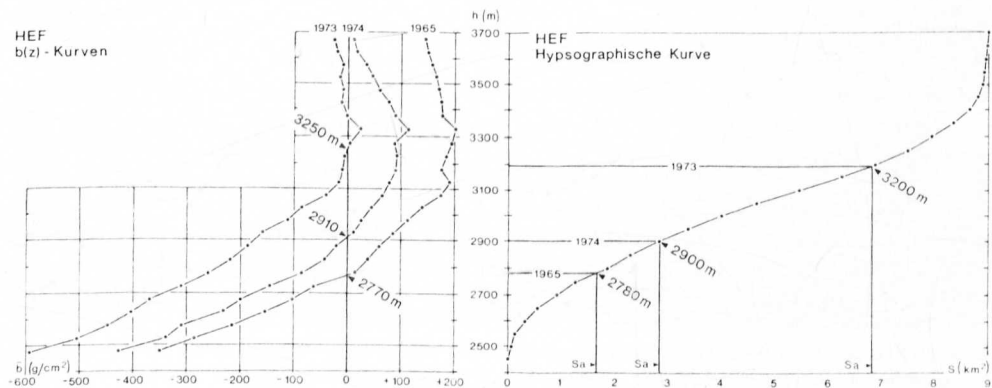


Abb. 2: Die Bestimmung der Höhe der Gleichgewichtslinie aus der $b(z)$ -Kurve (links) und aus der hypsographischen Kurve (rechts) am Hintereisferner (HEF) bei stark negativer (1973), ausgeglichener (1974) und stark positiver Massenbilanz (1965).

Höhenstufen negative Bilanzen (Hintereisferner 1973) bestimmt werden. Das ist besonders bei kleinen Gletschern mit geringer Höhenerstreckung häufig der Fall. Aus diesen Gründen dürften am Sonnblickkees bisher keine Werte für die GWL publiziert worden sein. Es kann die Höhenlage der GWL aber auch graphisch aus der hypsographischen Kurve des Gletschers ermittelt werden. Dabei wird die Gesamtfläche der Ablationsgebietes Sa auf der Abszisse aufgetragen und am Schnittpunkt der Ordinate mit der hypsographischen Summenkurve die Höhe der GWL abgelesen (Abb. 2 rechts). Diese bedeutend einfachere Methode ermöglicht die Bestimmung der GWL-Höhe auch in Haushaltsjahren, in denen nach der $b(z)$ -Kurve keine eindeutigen GWL-Werte zu erhalten waren. Die Ergebnisse sind in hohem Maße von der Genauigkeit und Aktualität der hypsographischen Kurve abhängig. Außerdem werden bei diesem Verfahren, stärker als bei der $b(z)$ -Kurve, die Ablationsflächen der über der GWL gelegenen Höhenstufen berücksichtigt. Ein Vergleich der nach beiden aufgezeigten Methoden bestimmten GWL-Höhen am Hintereisferner für die Jahre 1963–1975 (für die früheren Jahre ist die hypsographische Kurve nur für 100 m-Höhenstufen erstellt und damit zu ungenau) zeigt jedoch meist geringe Differenzen mit beiden Vorzeichen und im Mittel über mehrere Jahre (IHD) sehr gute Übereinstimmung (Tab. 1). Die große Differenz im extrem negativen Haushaltsjahr 1973 ist darauf zurückzuführen, daß die Höhe der GWL nach der $b(z)$ -Kurve nicht eindeutig zu bestimmen war.

Von weiteren Möglichkeiten sei noch ein geometrisches Mittelungsverfahren erwähnt. Dabei wird in der Karte die eingetragene GWL in gleichbleibenden, möglichst kleinen Strecken abgesteckt und für jeden Streckenendpunkt die Höhe abgelesen. Das einfache arithmetische Mittel der einzelnen Ablesungen ergibt im allgemeinen zu hohe Werte für die GWL, weil dabei die Ränder hochgelegener Aperflecken unverhältnismäßig stark ins Gewicht fallen. Nimmt man bei der Mittelung eine Gewichtung einzelner Streckenabschnitte der GWL nach der Bedeutung für den Massenhaushalt vor, entsprechen die GWL-Höhen den nach der $b(z)$ -Kurve gewonnenen Werten gut, wie eine stichprobenartige Überprüfung am Hintereisferner ergab (Tab. 1).

Tabelle 1: Höhen der mittleren Gleichgewichtslinien am Hintereisferner, bestimmt für einzelne Jahre: a) nach $b(z)$ -Kurve, b) aus hypsographischen Kurven und c) nach geometrischem Verfahren und Differenzen zu a (in Metern)

Jahr	a) b(z)-Kurve	b) hyps. Kurve	c) geometr. Verf.	Diff. b-a	Diff. c-a
1963	3010	3000		- 10	
1964	3180	3170		- 10	
1965	2770	2780	2784	+ 10	+ 14
1966	2850	2830	2837	- 20	- 13
1967	2920	2900	2908	- 20	- 12
1968	2850	2855	2864	+ 5	+ 14
1969	2960	3000		+ 40	
1970	3030	3050		+ 20	
1971	3040	3050		+ 10	
1972	2930	2930		0	
1973	3250	3200		- 50	
1974	2910	2900		+ 10	
1975	2905	2890		- 15	
1965–1974 (IHD)	2951	2950		- 1	

Das Verfahren ist langwierig und weniger genau, besonders bei stark aufgelösten Altschneeflächen und erfordert gute Höhenlinienkarten mit kleinen Äquidistanzen. Es würde bei Massenhaushaltsanalysen zusätzlichen Arbeitsaufwand bedeuten und wird daher unseres Wissens nicht angewendet. In manchen Fällen mag es aber von Vorteil sein, daß für dieses Verfahren keine Flächenauswertungen nötig sind.

3.2. BESTIMMUNG DER GLEICHGEWICHTSLINIE AUS FLÄCHENVERHÄLTNISSEN

Im Rahmen der Massenhaushaltsuntersuchungen nach der direkten glaziologischen Methode werden für jedes Jahr die Verhältniszahlen von Akkumulationsgebiet (S_c) zu Ablationsgebiet (S_a) oder von Akkumulationsgebiet (S_c) zur Gesamtfläche des Gletschers (S) ermittelt. Das Flächenverhältnis S_c/S_a hat sich in der deutschsprachigen Literatur eingebürgert, in der englischsprachigen Literatur ist das Flächenverhältnis S_c/S üblich, das auch als "Accumulation Area Ratio" (AAR) in Prozent der Gesamtfläche angegeben wird. Die für das Ende des Haushaltsjahres bestimmten Flächenverhältnisse stehen in sehr enger Beziehung zur Massenbilanz des Gletschers (Abb. 3). Bei mittlerer spezifischer Massenbilanz $\bar{b} = 0$ stellen sich daher jeweils ungefähr gleichbleibende Flächenverhältnisse ein, die bei einzelnen Gletschern zwar verschieden sind, sich aber in engen Grenzen halten, sofern die Oberfläche der Gletscher nicht durch Steilstufen und Eisbrüche stark gestört ist.

In Tabelle 2 sind die mittleren Flächenverhältnisse bei ausgeglichenem Massenhaushalt für einzelne Gletscher zusammengestellt, wie sie sich mit den in Kasser (1973) greifbaren Daten aus Korrelationsdiagrammen (Flächenverhältnis gegen spezifische Massenbilanz, Abb. 3) ermitteln ließen. Diese Verhältniszahlen sind Näherungswerte. Sie wurden zum Teil durch neu hinzugekommene Daten gegenüber früheren Angaben (Hoinkes, 1970: 63 gibt für den Hintereisferner noch $S_c/S_a = 2.57$, AAR = .72 an) verbessert, auch ist mit weiteren geringfügigen Änderungen zu rechnen, wenn die Beobachtungsreihen fortgesetzt werden. Nach dem vorliegenden Datenmaterial sind bei den sechs alpinen Gletschern die Massenbilanzen bei Flächenverhältnissen zwischen $S_c/S_a = 2.1:1$ (AAR = .68) und $1.5:1$ (AAR = .60), oder bei einem gerundeten Mittelwert von $2:1$ (AAR = .67) ausgeglichen.

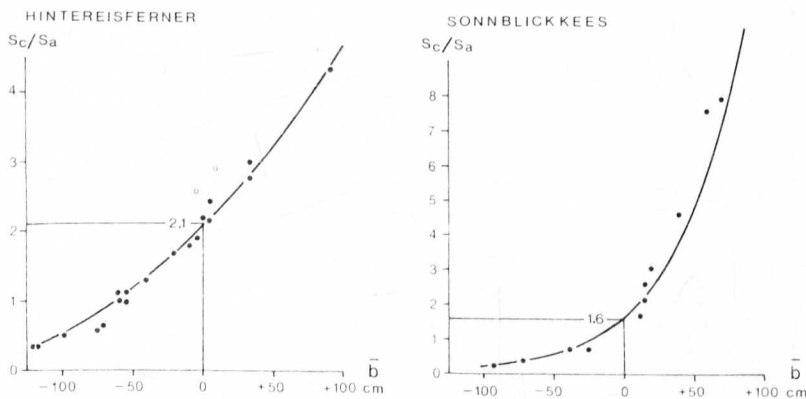


Abb. 3: Beziehungen zwischen spezifischer Massenbilanz (\bar{b}) und Flächenverhältnissen S_c/S_a am Hintereisferner und am Sonnblickkees für einzelne Jahre und Bestimmung des Flächenverhältnisses für ausgeglichene Massenbilanz ($\bar{b} = 0$).

Tabelle 2: Mittlere Flächenverhältnisse bei ausgeglichenem Massenhaushalt für sechs Gletscher der Alpen

Gletscher	Gebirgsgruppe	Sc:Sa	AAR
Hintereisferner	Ötztaler Alpen	2.1:1	.68
Vernagtferner	Ötztaler Alpen	2.2:1	.69
Langtalerferner	Ötztaler Alpen	1.8:1	.64
Sonnblickkees	Hohe Tauern	1.6:1	.62
Limmerngletscher	Glarner Alpen	1.6:1	.62
Silvrettagletscher	Silvrettagruppe	1.5:1	.60
gerundetes Mittel		2:1	= .67

Die unterschiedlichen Flächenverhältnisse für $\bar{b} = 0$ bei den einzelnen Gletschern sind wegen den genannten Unschärfen und der zu geringen Anzahl noch nicht hinreichend geklärt. Neben topographischen dürften auch klimatische Ursachen zu erwägen sein. Denn es fällt auf, daß in niederschlagsreichen Gebieten mit absolut tiefer Höhenlage der GWL die Flächenverhältnisse Sc/Sa unter 2:1, in trockeneren Gebieten mit hoher Lage der GWL um oder über 2:1 liegen. Das würde bedeuten, daß Gletscher in feucht-ozeanisch getönten Klimaverhältnissen ein kleineres, in trocken-kontinentaleren Bereichen ein größeres Akkumulationsgebiet für einen ausgeglichenen Massenhaushalt benötigen. Rott (1977) kommt auf Grund der Schneeflächenanalyse an zahlreichen Gletschern der Ostalpen aus Satellitenbildern zu gleichen Ergebnissen.

Den weiteren Ausführungen wird für ausgeglichenen Massenhaushalt ein Flächenverhältnis Sc/Sa = 2:1 (AAR = .67) zugrunde gelegt unter der Annahme, daß dieser Näherungswert für die meisten Gletscher hinreichend genau die tatsächlichen Verhältnisse wiedergibt. Dies erscheint nicht nur für die alpinen Gletscher (vgl. Rott, 1977: 22–26), sondern auch nach den außeralpinen Beobachtungen gerechtfertigt. Meier and Post (1962: 70) rechnen mit AARs zwischen .50 und .80 für Gletscher des maritimen Nordwestens von Nordamerika; nach Zubok (1975, fig. 2) hat der Sentinel Glacier bei $\bar{b} = 0$ eine AAR von .67. Porter (1975: 35) nimmt für die neuseeländischen Südalpen eine mittlere konstante AAR von .60 bei Gleichgewichtsbedingungen an. Mit einem festgelegten Flächenverhältnis läßt sich für alle Gletscher, von denen genaue Höhenlinienkarten vorliegen, die Höhenlage der GWL nach folgender Vorgangsweise berechnen: Es werden die Gletscherflächen höhenstufenweise ausgemessen, die Teilflächen von unten nach oben aufsummiert und damit die hypsographische Summenkurve gezeichnet. Der Flächenwert von Sa (= 1/3 der Gesamtfläche S) wird auf der Abszisse aufgetragen und am Schnittpunkt der Ordinate mit der hypsographischen Summenkurve die Höhe der GWL abgelesen (Abb. 2 rechts).

Man erhält auf diese Weise den natürlichen Verhältnissen gut angenäherte Schneegrenzhöhen, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind:

1. Der Gletscherstand der Karte muß annähernd einen Gleichgewichtszustand darstellen, d. h. die Fläche des Ablationsgebietes muß den Ernährungsbedingungen etwa entsprechen.
2. Die Oberfläche des Gletschers darf nicht zu stark durch Wände oder Steilstufen gestört sein. Gletscher mit hoher Felsumrahmung, großen Eisabbrüchen, steil abbrechenden oder kalbenden Zungen haben stark abweichende Flächenverhältnisse für $\bar{b} = 0$ und sind für Schneegrenzberechnungen mittels festgelegter Flächenteilung

nicht geeignet. Als Beispiel mag der Kesselwandferner dienen, der wegen seiner steil abbrechenden, stark zerklüfteten Zunge schon mit einem ungewöhnlichen Flächenverhältnis von $S_c/S_a = 4:1$ ausgeglichene Massenbilanzen erreicht, und daher hier in die Betrachtung nicht einbezogen werden konnte.

Auch dann, wenn diese Einschränkungen berücksichtigt werden, sind die erhaltenen Schneegrenzwerte mit Unschärfen behaftet, die sich aber in engeren Grenzen halten und besser abgeschätzt werden können, als das bisher der Fall war. Von den möglichen Fehlerquellen haben Flächenfehler, die sich aus der Karte oder der Rekonstruktion für die Gesamtfläche oder die Flächen der Höhenstufen ergeben, relativ geringen Einfluß und überschreiten bei Minimum-Maximum Annahmen zehn Höhenmeter nur selten. In der gleichen Größenordnung bleiben die Fehler, wenn für die Konstruktion der hypsographischen Kurve nur 100 m Höhenstufen gewählt werden und verringern sich bei feinerer Abstufung wesentlich. Bleibt noch zu überprüfen, wie stark die Abweichung des angenommenen vom tatsächlichen Flächenverhältnis für $\bar{b} = 0$ als Fehler ins Gewicht fällt. Der Silvrettagletscher hat nach den Massenhaushaltsdaten bei $\bar{b} = 0$ ein Verhältnis $S_c/S_a = 1.5:1$. Legt man ohne Auswahl an allen 93 Gletschern der Silvrettagruppe dieses Flächenverhältnis statt 2:1 zugrunde, ergibt sich im Gebietsmittel für die Höhe der GWL ein um 15.2 m höherer Wert mit einer Standardabweichung von ± 8.4 m. Scheidet man nach den oben angeführten Kriterien die ungeeigneten Gletscher aus ($n = 84$), verringert sich dieser Wert auf 13.4 m mit einer Standardabweichung von ± 5.1 m. Höhenfehler der GWL, die sich aus den von 2:1 geringfügig abweichenden Flächenverhältnissen ergeben, halten sich somit ebenfalls in engen Grenzen. Sie sind umso geringer, je flacher die Gletscherfläche im Höhenbereich der GWL ist.

Die Brauchbarkeit eines Teilungsverhältnisses von 2:1 zur Berechnung von GWL-Höhen läßt sich mit Hilfe der Methode Lichtenecker (1938; siehe Abschnitt 4.5.) auch empirisch überprüfen. Es wurden für eine Stichprobe von 36 Gletschern der Ostalpen die Höhen der GWL für den Gletscherstand von 1850 nach $S_c/S_a = 2:1$ und nach Lichtenecker berechnet. Die Korrelation zwischen den nach beiden Methoden erhaltenen Höhenwerten ist mit $r = 0.99$ ausgezeichnet (Abb. 4) In dem zur Dis-

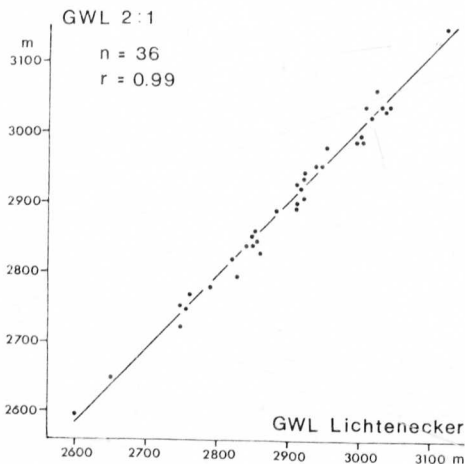


Abb. 4: Korrelationsdiagramm für Höhen der GWL von 36 Gletschern, bestimmt nach der Flächenteilung 2:1 und nach der Methode von Lichtenecker.

kussion stehenden Höhenbereich von etwa 2600—3100 m ist die Beziehung gut linear beschreibbar und hat die Form

$$\text{GWL (2:1)} = -196 + 1.07 \text{ GWL (Lichtenecker)}.$$

Damit ist bestätigt, daß mit Hilfe des festgelegten Flächenverhältnisses von 2:1 gute Näherungswerte für die Höhe der GWL erhalten werden und zwar nicht nur für die rezenten Gletscher, sondern auch für die gut rekonstruierbaren Gletscherstände von 1850.

3.3. ERGEBNISSE

In Tabelle 3 sind die für die jeweiligen Haushaltsjahre bestimmten Höhen der GWL von acht Alpengletschern zusammengestellt. Die Daten sind der Primärliteratur

Tabelle 3: Die mittleren Höhen der Gleichgewichtslinie für einzelne Jahre und Gletscher sowie Dezennien- und IHD-Mittelwerte (in Metern)

Jahr	HEF	KWF	VF	LTF	SBK	SG	LG	GG
1950								
1951							2940	
1952							2600	
1953	3020	3140*					—	
1954	2970	3110*					—	
1955	2850	3070*					2580	
1956	2920	3080*					2590	
1957	2930	3070*					2770	
1958	3100	3140					2720	
1959	3060	3150					2860	
1960	2880	3070*					2960	
1961	2940	3080*					2720	
1962	3080	3140*				2740	2650	
1963	3010	3140*		2945		3150	2840	3180
1964	3180	3150		2990	2890	2900	2750	2840
1965	2770	3000	(2880)	2770	2505	3160	2950	2900
1966	2850	3040	2935	2815	2560	2490	2510	2770
1967	2920	3070	3015	2820	2710	2510	2420	2780
1968	2850	3060	2995	2795	2700	2715	2860	2800
1969	2960	3110	3153	2917	2820	2645	2530	2710
1970	3030	3100	3113	2975	2730	2800	2740	2740
1971	3040	3090	3234		2730	2730	2820	3040
1972	2935	3070	3028		2810	2880	2930	3080
1973	3250	3150	3185		2740	2800	2750	2680
1974	2910	3060	2999		2885	2980	2900	3070
1975	2905	3065	3025		2560	2560	2750	2950
					2640	2580	2530	2720
1955–1964	2995	3109					2781	
1965–1974	2951	3075	3054		2700	2711	2721	2862
(IHD)								

Abkürzungen und Quellen:

HEF: Hintereisferner (Hoinkes, 1970; Markl, 1976)

KWF: Kesselwandferner (Queck, 1966; Hoinkes et al., 1974; Markl, 1976)

VF: Vernagtferner (Reinwarth, 1972; schriftl. Mitt.)

LTF: Langtalerferner (Kasser, 1973)

SBK: Sonnblickkees (Slupetzky, 1975 und pers. Mitt., GWL-Höhen nach hypsographischer Kurve selbst ermittelt)

SG: Silvrettagletscher (Kasser, 1973; Kasser u. Aellen, 1974, 1976 und pers. Mitt.)

LG: Limmerngletscher (Kasser, 1973; Kasser u. Aellen, 1974, 1976 und pers. Mitt.)

GG: Griesgletscher (Kasser, 1973; Kasser u. Aellen, 1974, 1976 und pers. Mitt.)

Werte mit * sind aus Rücklagen gerechnet; Werte in () interpoliert

entnommen und nach pers. Mitteilungen ergänzt. Sie sind zum größten Teil in den Datensammlungen Kasser (1967, 1973) publiziert. Die Zusammenstellung zeigt die von Jahr zu Jahr starke Veränderlichkeit der GWL-Höhen, in der sich hauptsächlich der wechselhafte und gebietsweise unterschiedliche Witterungsablauf in den Haushaltsjahren, aber auch topographische Merkmale der Gletscher widerspiegeln. Die Differenzen von Gletscher zu Gletscher sind in einzelnen Jahren daher nicht gleich. Für langfristige regionale Vergleiche ist es nötig, die GWL-Höhen über einen längeren Zeitraum zu mitteln. Als geeigneter Bezugszeitraum bietet sich die Internationale Hydrologische Dekade (IHD) 1965–1974 an. Die IHD-Mittelwerte für die Höhenlage der GWL liegen z. Z. für sieben Gletscher der Alpen vor (Tab. 3). Diese auf direkter Beobachtung fußenden Höhenangaben sind sicher die besten jemals für die Schneegrenze ermittelten und können als Grundlage für Betrachtungen der „heutigen“ Schneegrenze dienen. Überraschend gut ist die Übereinstimmung der IHD-Schneegrenzenhöhe von Sonnblickkees, Silvretta- und Limmerngletscher um 2700 m. Dieser Wert scheint regionale Bedeutung zu haben und dürfte kennzeichnend für niederschlagsreiche ostalpine Nord- und Nordweststaulagen sein. Die IHD-Schneegrenze an den drei Gletschern der zentralen Ötztaler Alpen liegt 250 bis 350 m höher. Für Hintereisferner, Kesselwandferner und Limmerngletscher sind auch Mittelwerte für das Dezennium 1955–1964 erfaßt, die gegenüber den IHD-Mitteln 44, 34 und 60 m höher liegen und die derzeitige Tendenz zu absinkender Schneegrenze erkennen lassen. Am Hintereisferner lag die Schneegrenze im Jahrzehnt 1943/52 in 3080 m Höhe und damit um 130 m höher, während dem Gletscherhochstand von 1850 aber mit rund 2840 m Höhe um rund 110 m tiefer als das IHD-Mittel (Patzelt, 1977). Ganz allgemein dürfte die Schneegrenze des 1850er Standes zwischen 100 und 150 m tiefer gelegen sein als die heutige (IHD) Schneegrenze.

4. VERGLEICH DER BESTIMMUNGSMETHODEN FÜR DIE HÖHE DER SCHNEEGRENZE

Im Laufe der Jahre wurden zahlreiche Verfahren zur Bestimmung der Schneegrenze entwickelt. Sofern die Schneegrenze an Gletschern ermittelt wird, handelt es sich um Näherungsverfahren zur Bestimmung der Höhe der GWL, wobei zumeist stillschweigend ein „stationärer“ Zustand des Gletschers vorausgesetzt wird. Ein systematischer Vergleich der verschiedenen Methoden und der dabei erhaltenen Ergebnisse wurde erstmals von G. Groß (1974) an den 93 Gletschern der Silvretta-Gruppe durchgeführt. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im folgenden Abschnitt zusammengefaßt. Den Ausführungen liegt der Gletscherstand zugrunde, der auf den Blättern der Schweizer Landeskarte 1:25.000 festgehalten ist. Er entspricht, soweit es den Angaben auf den Karten zu entnehmen ist, dem der Jahre 1956–1959. Damals waren die Gletscher im Rückgang begriffen und dementsprechend mehr oder weniger von einem ausgeglichenen Zustand entfernt. Die daraus abgeleiteten absoluten Höhenangaben für die GWL der einzelnen Gletscher sind daher von Fall zu Fall verschiedene Beträge geringfügig tiefer als die tatsächliche Höhe der GWL in den Jahren 1956–1959. Für einen Methodenvergleich ist dieser Umstand aber vernachlässigbar. Die mit einem Flächenverhältnis $S_c/S_a = 2:1$ bestimmte Höhe der GWL der einzelnen Gletscher diente als Ausgangsbasis für die weiteren Überlegungen.

4.1. VERFAHREN NACH LOUIS (1955: 416)

Die Höhe des höchsten Punktes in der Umrahmung eines Gletschers und des tiefsten Punktes des Gletscherendes werden gemittelt. Die Methode ergibt im allgemeinen

zu hohe Resultate (Abb. 5), im Mittel für 93 Gletscher beträgt die Abweichung $+110$ m mit einer Standardabweichung von ± 61 m. Die Korrelation zwischen GWL (2:1) und GWL (Louis) ist mit 0.79 bei $n = 90$ nicht besonders gut. Verwendet man anstatt des höchsten Punktes der Umrahmung den höchsten Punkt des Gletschers

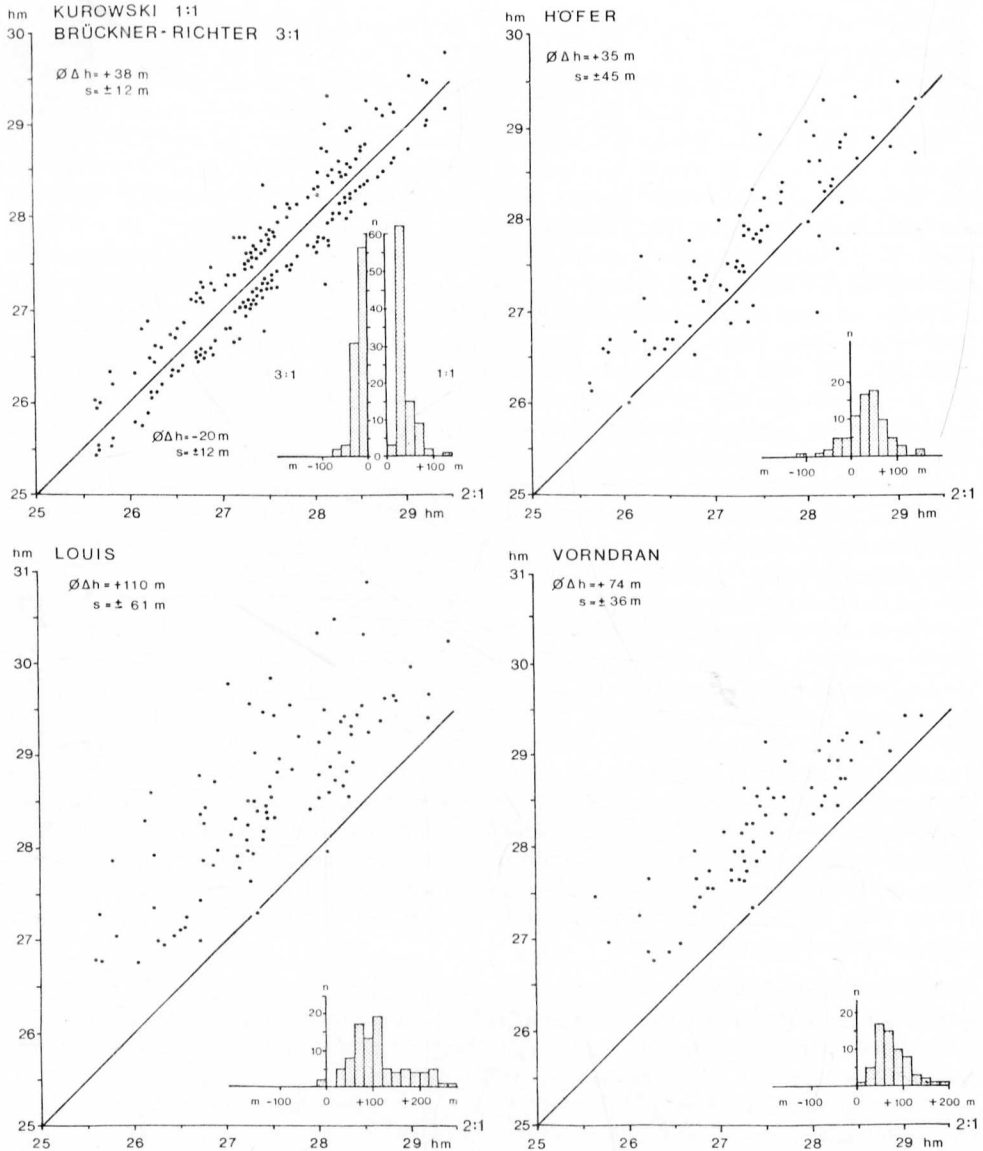


Abb. 5: Korrelationsdiagramme für Höhen der GWL der Gletscher der Silvretta-Gruppe, bestimmt nach der Flächenteilung 2:1 gegen die Höhenwerte nach verschiedenen Bestimmungsverfahren sowie Häufigkeitsverteilungen der Abweichungen.

zur Mittelbildung, so verbessert sich die Korrelation auf 0,89. Die Tendenz für zu hohe Resultate bleibt aber bestehen. Beide Methoden können als einfache, aber nur sehr grobe Näherungsverfahren betrachtet werden. Als besonderer Mangel ist die große Streuung der Einzelwerte hervorzuheben (Abb. 5).

4.2. METHODE HÖFER (1879)

Die Höfersche Methode ist sicher eines der am meisten angewandten Verfahren zur Bestimmung der Höhe der „Schneegrenze“ und wird noch in jüngster Zeit als Näherungsverfahren zur Bestimmung der Höhe der GWL empfohlen (Unesco, 1970a: 15). Nach Höfer (1879) liegt die „Schneegrenze“ eines Gletschers in halber Höhe zwischen dem tiefsten Punkt des Gletschers und der mittleren Höhe seiner Kammumrahmung. Für eine exakte Anwendung der Methode Höfer ist es aber notwendig, die Höhe der „Schneegrenze“ bereits zu kennen, da die für die Berechnung benötigte Kammumrahmung „bei der Firnlinie beginnt und auch bei dieser endet“ (Höfer, 1879: 335). Es besteht also die prinzipielle Schwierigkeit, daß zur Bestimmung einer unbekannteren Größe diese bereits bekannt sein muß. Dieser Umstand ist umso schwerer wiegend als die Lokalisierung des Anfangs- und Endpunktes einer Kammumrahmung das Ergebnis einer Berechnung wesentlich beeinflussen kann (Gross, 1974: 34–35). Für die folgenden Überlegungen wurde der Anfangs- und Endpunkt der Kammumrahmung an der mit einer AAR von .67 bestimmten Höhe der GWL festgelegt. Die Übereinstimmung zwischen GWL (2:1) und GWL (Höfer) ist mit $r = 0.88$ zwar hochsignifikant gesichert ($n = 76$), aber nicht besonders gut. Die Abweichungen der Ergebnisse dieser beiden Methoden [Δ Höfer = GWL (Höfer) – GWL (2:1)] zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Höhererstreckung des Gletschers im Zehrgebiet ($r = -0.59$) und der Überhöhung der Kammumrahmung über den mittleren Gletscheroberrand ($r = 0.66$). Noch deutlicher kommt dieser Umstand bei Anwendung der partiellen Korrelationsrechnung zum Ausdruck. Die partiellen Korrelationskoeffizienten betragen unter Annahme konstanter Kammumrahmung $r = -0.83$ und konstanter Höhererstreckung im Zehrgebiet $r = 0.85$. Im Gegensatz zur oft vertretenen Ansicht (Drygalski und Machatschek, 1942: 12; Klebelsberg, 1948/49: 32) besteht keine Abhängigkeit des Fehlers der Höferschen Methode von der Gletschergröße. Die Korrelation zwischen Höfer-Schneegrenzhöhen und der Gletscherfläche ist mit $r = -0.06$ ($n = 76$) nicht signifikant.

Da das Höfersche Verfahren der Schneegrenzbestimmung auf einem Zirkelschluß beruht, erscheint seine Anwendung aus prinzipiellen Gründen bedenklich. Außerdem ist es bei exakter Bestimmung der Kammumrahmung sehr zeitaufwendig. Die Resultate liegen im Durchschnitt nur 35 m zu hoch. Doch zeigt die große Standardabweichung von ± 45 m die bedeutende Unsicherheit, mit der bei einzelnen Schneegrenzwerten gerechnet werden muß (Abb. 5).

4.3. BERGSCHRUNDMETHODE

Ersetzt man im Höferschen Bestimmungsverfahren die mittlere Höhe der Kammumrahmung durch die mittlere Höhe des Gletscheroberrandes (Bergschrund) so ist die Korrelation zwischen GWL (2:1) und GWL (Bs) mit $r = 0.93$ ($n = 77$) deutlich besser als bei der Höferschen Methode. Da die Residualstreuung der entsprechenden Regressionsgleichung $\text{GWL (Bs)} = 260 + 0.9 \text{ GWL (2:1)}$ mit ± 33.5 m immer noch sehr hoch ist und dieselben methodischen Vorbehalte wie beim Höferschen Verfahren angebracht sind, erscheint auch die Anwendung dieser Methode problematisch.

4.4. METHODE HESS (Isohypsenmethode)

Heß (1904: 69–70) geht davon aus, daß im Nährgebiet eines Gletschers die Isohypsen ohne sprunghafte Richtungsänderung vom Fels auf den Gletscher übergehen, während auf der Zunge (im Zehrgebiet) eine solche Richtungsänderung festgestellt werden kann. Die „Schneegrenze“ wird dort angenommen, wo der konvexe Höhenlinienverlauf auf der Gletscheroberfläche in konkaven Verlauf übergeht. Andrews und Miller (1972) verwendeten diese Methode zum Teil anstelle einer AAR von .60. Da eine starke Abhängigkeit des Isohypsenverlaufes eines Gletschers von der Topographie des Gletscheruntergrundes besteht, sind die Resultate, die man mit dieser Methode erzielen kann, oft unsicher und meist grob. Für großmaßstäbige Fragestellungen ist sie zu ungenau.

4.5. METHODE LICHTENECKER (1938)

Nur dort, wo durch die vertikale Komponente der Gletscherbewegung die Stromlinien an die Oberfläche treten, kann es zur Bildung von Ober- oder Ufermoränen kommen (Lichtenecker, 1938: 142). Die Ansätze der Ufermoränen markieren demnach die Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet eines Gletschers. Erste Gedanken in dieser Richtung findet man bei Agassiz (Vogt, 1847: 64) und Simony (1872: 258–259). Etwa gleichzeitig wie Lichtenecker in den Alpen wendete Visser (1938) diese Methode im Karakorum mit Obermoränen an.

Besonders vorteilhaft läßt sich diese Methode auf die Bestimmung einer GWL für Gletscherhochstandsperioden anwenden. Sie ergibt in jedem Fall Minimalwerte für die Höhe der GWL, die streng genommen nur für die engste Umgebung des Seitenmoränenansatzes gelten. Auch wenn die Ansätze der Seitenmoränen ungestört erhalten sind, müssen die mit dieser Methode bestimmten Höhen der GWL in jedem einzelnen Fall einer kritischen Prüfung unterzogen werden. Je mehr Seitenmoränenansätze für einen Gletscher zur Verfügung stehen, desto verlässlicher sollten die Resultate im allgemeinen sein. Das gilt besonders für Gletscher mit stark wechselnden Expositionen im oberen Abschnitt. Es ist aber schwierig, objektive Kriterien anzugeben, die für eine derartige Überprüfung im einzelnen Fall angewendet werden sollen. Die Erfahrung spricht dafür, daß die Methode Lichtenecker verlässliche Resultate ergibt.

Das Hauptanwendungsgebiet für die Lichteneckersche Methode ist der Gletscherhochstand von 1850, wobei ausgezeichnete Übereinstimmung mit den mit einem Teilungsverhältnis von 2:1 bestimmten Höhen der GWL erreicht wurde (siehe S. 232 und Abb. 4). Für spätglaziale Gletscherstände ist die Methode nur in den seltensten Fällen zufriedenstellend anwendbar, da zumeist brauchbare Seitenmoränenansätze fehlen.

4.6. METHODE BRÜCKNER — RICHTER

Brückner (1886: 187) nimmt für Talgletscher an, daß die Grenze zwischen „Firnfeld“ (Akkumulationsgebiet) und Zunge (Ablationsgebiet) einen Gletscher im Verhältnis 3:1 teilt. Richter (1885: 61) hielt ursprünglich ein Teilungsverhältnis von 8:1 für angebracht, erprobte aber dann das Teilungsverhältnis von 3:1 ($AAR = .75$) an zahlreichen Talgletschern und kam seiner Meinung nach damit zu brauchbaren Ergebnissen (Richter, 1888: 49 ff). Die Methode, vor allem der Grundgedanke eines konstanten Teilungsverhältnisses, wurde später z. T. sehr scharf angegriffen (Drygalski und Machatschek, 1942; Klebelsberg, 1948/49). Geht man wiederum von einem Verhältnis von $Sc:Sa = 2:1$ ($AAR = .67$) aus, so ist bei $n = 90$ die Korrelation zwischen

GWL (2:1) und GWL (3:1) mit 0.99 ausgezeichnet. Aus der entsprechenden Regressionsgleichung $\text{GWL (3:1)} = -49 + 1.01 \text{ GWL (2:1)}$ kann man entnehmen, daß die Resultate, die mit dieser Methode erzielt werden, für die Gletscher der Silvretta im Mittel rund $20 \pm 12 \text{ m}$ zu tief liegen (Abb. 5). Es besteht eine gewisse Abhängigkeit der Abweichungen vom Verlauf der hypsographischen Kurve und damit von der Gletscherform.

4.7. METHODE KUROWSKI

Nach Kurowski (1891) ist die „Schneegrenze“ eines Gletschers identisch mit seiner mittleren Höhe. Dem liegt die Annahme zugrunde, daß die Ablation und Akkumulation lineare Funktionen der Seehöhe sind. Tatsächlich sind die Änderungen dieser Größen mit der Seehöhe wesentlich komplizierter. Die Ablation nimmt mit der Höhe im allgemeinen rascher ab als die Akkumulation zunimmt. Dementsprechend ergibt das Verfahren nach Kurowski zu hohe Schneegrenzwerte (Abb. 5). Kurowski bestimmt die mittlere Höhe eines Gletschers aus dem durch seine hypsographische Kurve definierten Volumen unterhalb der Gletscherfläche, das aber nicht mit dem Volumen des Gletschers identisch ist. Es hat sich in der Literatur eingebürgert, die Methode Kurowski als Flächenteilungsverfahren mit $\text{Sc/Sa} = 1:1$ oder mit einer $\text{AAR} = .50$ zu verstehen (Hoinkes, 1970; Müller et al. 1976), was eigentlich der Original-Kurowskimethode nicht entspricht. Die nach $\text{Sc/Sa} = 1:1$ ermittelten Schneegrenzhöhen liegen im allgemeinen tiefer als die mittleren Gletscherhöhen, wie sie Kurowski bestimmte. Das ergibt eine entsprechende Durchrechnung der Originaltabellen von Kurowski (1891). Für den folgenden Vergleich wurde aber, dem derzeitigen Gebrauch folgend, ein Teilungsverhältnis von 1:1 zugrundegelegt.

Die Korrelation zwischen GWL (2:1) und GWL (1:1) ist mit 0.98 schlechter als die zwischen GWL (2:1) und GWL (3:1). Aus der zugehörigen Regressionsgleichung $\text{GWL (1:1)} = 60 + 0.99 \text{ GWL (2:1)}$ geht hervor, daß die Resultate für die Gletscher der Silvretta größenordnungsmäßig um $38 \pm 18 \text{ m}$ zu hoch sind. Auch hier besteht eine Abhängigkeit der Abweichungen von der Gletscherform.

4.8. METHODE FINSTERWALDER

Die geodätisch-meteorologische Methode nach R. Finsterwalder (1953) ist eine Abwandlung des Kurowskischen Verfahrens. Anstatt einer linearen Änderung von Ablation und Akkumulation mit der Höhe wird für beide Größen eine parabolische Beziehung eingesetzt. Die für dieses Verfahren gemachten meteorologischen Annahmen sind nicht unumstritten; das Verfahren ist aber gegenüber einer Änderung derselben wenig empfindlich. Die Resultate, die mit dieser Methode erzielt werden können, sind im allgemeinen plausibler als die nach der Methode Kurowski errechneten. Für 15 größere Gletscher der Silvretta (Vorndran, 1968) liegt die nach Finsterwalder bestimmte GWL durchschnittlich um 43 m zu hoch. Neben den unsicheren meteorologischen Annahmen ist ein Hauptnachteil des Verfahrens die Umständlichkeit der Berechnung.

In der Modifikation nach Vorndran (1970) wird in die Berechnung auch die Fläche der Kammumrahmung einbezogen. Diese Vorgangsweise ist vom Prinzip her anfechtbar, da die Methode von Finsterwalder von Parametern des Massenhaushaltes ausgeht, die auf das Felsgelände der Kammumrahmung nicht übertragen werden dürfen. Durch die Modifikation können sich in Extremfällen Werte für die Höhe der GWL ergeben, die oberhalb des Gletscheroberrandes liegen. Das ist bei sieben Gletschern der Silvrettagruppe der Fall. Damit stellt sich die Frage, inwieweit die

Modifikation der Finsterwalderschen Methode sinnvoll ist. Im Mittel von 56 Gletschern liegen die von Vorndran (1970) bestimmten Höhen der „Schneegrenze“ um 74 m höher als bei Anwendung einer 2:1 Flächenteilung, mit einer Standardabweichung von ± 36 m. Die Abweichung ist stärker von der Überhöhung des Gletscherrandes durch den Kamn abhängig ($r = 0.66$) als vom Prozentanteil der Umrahmungsfläche am Gesamtareal des Gletschers ($r = 0.35$). Die Methode scheint, abgesehen von den prinzipiellen Einwänden, weder von den zu erwartenden Ergebnissen noch vom Arbeitsaufwand her nutzbringend anwendbar zu sein.

5. BESTIMMUNG DER GLEICHGEWICHTSLINIE FÜR SPÄTGLAZIALE GLETSCHERSTÄNDE

5.1. ZUR REKONSTRUKTION DER GLETSCHERSTÄNDE

Neben anderen Methoden wurden seit Penck-Brückner (1909) Angaben der „Schneegrenzdepression“ gegenüber der „heutigen“ Schneegrenze für die Parallelisierung spätglazialer Gletscherstände benutzt. Dabei liegt die Vorstellung zugrunde, daß gleiche Werte der Schneegrenzdepression gleichzeitigen Gletscherständen entsprechen. Die Verwendung von Schneegrenzdepressionen wurde aber nach den bisherigen Grundlagen mit Recht als nicht besonders treffsicher erkannt und in der jüngeren Vergangenheit eher vermieden (Heuberger, 1966; Mayr - Heuberger, 1968). Es soll im folgenden gezeigt werden, daß diese Methode zur Stützung für die mit anderen Vorgangsweisen erzielbaren Resultate brauchbar ist, wenn folgende Punkte beachtet werden:

- möglichst verlässliche Bestimmung der GWL des spätglazialen Gletscherstandes auf der Basis einer möglichst exakten und physikalisch rechtfertigbaren Rekonstruktion der entsprechenden Gletscherfläche;
- Verwendung eines sinnvoll definierten und möglichst zweifelsfrei bestimmbareren Bezugswertes;
- Verwendung einer statistisch aussagekräftigen Stichprobe bei der Ausarbeitung einer Beziehung zwischen spätglazialer GWL und Bezugswert;
- das Anstreben einer Trennschärfe der GWL-Höhen für die Unterscheidung zwischen Daun- und Egesenmaximalstand von ± 30 m, für die Unterscheidung zwischen Daun- und Gschnitzmaximalstand von ± 50 m.

Aufgrund der Auswertung der glaziologischen Grundlagen und des Methodenvergleichs (Abschnitt 3 und 4) erscheinen zur Zeit nur Flächenteilungsverfahren geeignet zu sein, einigermaßen verlässliche Angaben über die Höhe der GWL eines Gletscherstandes zu liefern. Sowohl für die heutigen Gletscher als auch für den Gletscherstand von 1850 dürfte für ausgeglichenen Massenhaushalt im Durchschnitt ein Teilungsverhältnis von $S_c/S_a = 2:1$ ($AAR = .67$) der geeignetste Näherungswert sein. Für spätglaziale Verhältnisse wird angenommen, daß die vermutlich kontinentalitätsbedingte stochastische Abhängigkeit der AAR von der Höhe der GWL durch die allgemein höhere Kontinentalität des damaligen Klimas soweit kompensiert wurde, daß auch für spätglaziale Gletscherstände eine AAR von .67 ein brauchbarer Richtwert ist.

Für die Anwendung eines Flächenteilungsverfahrens ist eine möglichst verlässliche Rekonstruktion der Gletscheroberfläche notwendig. Im Zungenbereich, genügend Seitenmoränen vorausgesetzt, ist das in vielen Fällen problemlos möglich. Die Verlässlichkeit der Rekonstruktion ist dabei der durch Seitenmoränen erfäßbaren Strecke des Zungenlängsprofils proportional. Schwieriger ist die Rekonstruktion des Zungen-

endes, wenn Endmoränen fehlen. In diesem Fall kann man, von der Annahme ausgehend, daß die Schubspannung im Gletscherbett in der Zungenmitte konstant war, das Zungenlängsprofil rechnerisch ergänzen. Voraussetzung dafür ist ein einigermaßen gleichmäßiges und konstantes Tallängs- und Talquerprofil. Eventuell vorhandene Talverschüttungen von unbekannter Ausdehnung können u. U. Störfaktoren sein. Mögliche sich daraus ergebende Flächenfehler der Zunge liegen meist im Rahmen der Planimetriergenauigkeit und können daher vernachlässigt werden. Problematischer ist die Rekonstruktion im Übergangsbereich von Akkumulationsgebiet zum Ablationsgebiet. Seitenmoränen fehlen in diesem Bereich zumeist, die Gletschergrenzen sind aber in den meisten Fällen durch die lokalen topographischen Gegebenheiten gut abschätzbar. In diesem Bereich ist die Führung der Höhenlinien der Gletscheroberfläche bedeutsam. Allgemeingültige Regeln lassen sich dafür kaum aufstellen, besonders bei komplizierteren topographischen Verhältnissen. Hier ist die Konstruktion eines Längsprofils meist unerläßlich. Dabei muß in jedem Fall getrachtet werden, nicht zu rechtfertigende Eisdicken und unmotivierte Brüche im Längsprofilverlauf zu vermeiden. Eine gewisse Subjektivität ist dabei allerdings nicht zu umgehen. Die Abgrenzung von seitlichen Zuflüssen kann bei fehlenden Moränen in manchen Fällen ernsthafte Schwierigkeiten bereiten. Auch hier lassen sich keine eindeutigen Regeln aufstellen. In besonders zweifelhaften Fällen muß auf eine Rekonstruktion verzichtet werden. In der Regel erfolgt die Rekonstruktion der Gletscheroberflächen mit Isohypsen von 100 m Äquidistanz. Die einzelnen zur Bestimmung der Höhe der GWL notwendigen Flächen werden planimetrisch gemessen (Planimetrierfehler durchschnittlich 0,5 % der Flächengröße). Die Höhe der Gleichgewichtslinie wird sodann aus der hypsographischen Summenkurve des Gletschers graphisch (Abb. 2 rechts) bzw. rechnerisch ermittelt.

5.2. DAS PROBLEM DES BEZUGSWERTES

Üblicherweise wird die Schneegrenze eines spätglazialen Gletscherstandes auf eine „heutige“ Schneegrenze bezogen. Die Höhe der „heutigen Schneegrenze“ wurde für Teilgebiete der Alpen von verschiedenen Autoren mit verschiedenen Unterlagen mit unterschiedlichen Methoden für verschiedene Zeitabschnitte des 19. und 20. Jahrhunderts bestimmt (Richter, 1888; Kurowski, 1891; Jegerlehner, 1903; Klebelsberg, 1947; Vorndran, 1970). Die Ergebnisse sind nicht vergleichbar, vor allem auch deshalb nicht, weil die Höhe der Schneegrenze im letzten Jahrhundert auch im längerfristigen Mittel starken Schwankungen unterworfen war (Größenordnung 200 m) und kaum jemals angegeben wurde, für welchen Zeitraum die „heutige“ Schneegrenze gültig sein sollte. Zumeist wurden auch Werte als Mittel für einen größeren Bereich bestimmt und daher kleinmaßstäbig konzipiert. Aus diesen Gründen entsprechen sie nicht den oben aufgestellten Forderungen an die Genauigkeit und sind als Bezugswert ungeeignet.

Um die Unsicherheiten einzuschränken, sollten einem Bezugswert gut bestimmbare Höhen der GWL zugrundeliegen und der räumliche Rahmen der Mittelbildung nicht über die Grenzen des Gletschers hinausgehen, für den der Bezugswert gültig sein soll. Da die „heutige“ (IHD) Höhe der Gleichgewichtslinie nur für sieben Gletscher in den Alpen — dort allerdings sehr verläßlich — bekannt ist, wurde auf die besser und zahlreicher bestimmbare GWL des Gletscherhochstandes von 1850 zurückgegriffen. Für die Diskussion der Brauchbarkeit verschiedener Mittelungsverfahren werden im folgenden die Gletscher des Egesenmaximalstandes (Definition siehe Abschnitt 5.3.) aus 21 Tälern herangezogen, da sie die größte vorhandene Stichprobe bilden.

5.2.1. Bezugswert „arithmetisches Mittel“ (BZWA, Tab. 4, Abb. 6 links).

Die Höhe der GWL eines jeden im Einzugsgebiet des Egesenmaximalstandes liegenden Gletschers von 1850 geht mit demselben Gewicht in die Mittelbildung ein. Für größere, heute unvergletscherte Gebiete werden keine Schätzwerte berücksichtigt. Die Beziehung zwischen BZWA und GWL (Egesen) lautet ($n = 21$)

$$\text{GWL (Egesen)} = -403 + 1,07 \text{ BZWA} \quad (5.1.)$$

Das Bestimmtheitsmaß ist mit $r^2 = 0,84$ zu klein und die Residualstreuung mit $s_{y,x} = 42$ m zu groß, als daß mit dieser Beziehung weitere sinnvolle Überlegungen

Tabelle 4: Höhen der Gleichgewichtslinien, verschiedene Bezugs- und entsprechende Depressionswerte für Gletscher des Egesenmaximalstandes (in Metern)

Gletscher (Tal)	GWLE	BZN	DEP	BZWA	DEP	BZWG	DEP
Original Egesen (Mutterbergtal)	2564	2782	218	2785	221	2788	224
Langental	2527	2723	196	2743	216	2722	195
Sulzenau	2580	2783	203	2761	181	2789	209
Hohes Moos	2617	2818	201	2859	242	2804	187
Obernbergtal	2653	2852	199	2844	191	2861	208
Lisn. Längental	2504	2722	218	2722	218	2718	214
Gleirschtal	2570	2761	191	2771	201	2748	178
Zwieselbachtal	2522	2721	199	2739	217	2703	181
Larstigtal	2478	2715	237	2715	237	2715	237
Riffelsee	2750	2930	180	2932	182	2930	180
Kaunertal	2692	2898	206	2885	193	2898	206
Kaiserbergtal	2681	2897	216	2830	149	2830	149
Schönverwall	2439	2640	201	2620	181	2620	181
Dischmatal	2516	2731	215	2759	243	2733	217
Val Funtauna	2585	2788	203	2816	231	2789	204
Val Sartiv	2619	2819	200	2819	200	2819	200
Val Bever	2736	2913	177	2905	169	2894	158
Val Forno	2555	2756	201	2747	192	2662	107
Hinterrhein	2392	2616	224	2710	318	2616	224
Alpe Muecia	2466	2658	192	2597	131	2597	131
Val Frisal	2384	2621	237	2655	271	2655	271
		$\bar{x} = 205,4$		$\bar{x} = 210,2$		$\bar{x} = 194,8$	
		$s = \pm 15,8$		$s = \pm 39,6$		$s = \pm 35,4$	

Abkürzungen:

GWLE: Gleichgewichtslinie für Egesenmaximalstand

BZN: Bezugsniveau

BZWA: Bezugswert arithmetisches Mittel

BZWG: Bezugswert gewichtetes Mittel

DEP: Depressionswert

angestellt werden können. Das Mittel der Depression der GWL gegen 1850 ergibt sich zu 209 m mit $s = 42$ m. Der Grund für diese hohen Streuungen liegt darin, daß bei mehrheitlich gutem Zusammenhang einzelne Werte besonders stark abweichen. Man sieht daraus, daß die Beziehung verbesserungsfähig ist.

5.2.2. Gewichtung der GWL-Höhen von 1850 mit der zugehörigen Gletscherfläche (BZWG, Tab. 4, Abb. 6 rechts).

Gletscher mit großen Flächen sollten einen Wert für die Höhe der GWL von 1850 liefern, der für ein größeres Gebiet repräsentativ ist, als Gletscher mit kleiner Fläche.

Die Höhen der GWL der einzelnen im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers liegenden Gletscher von 1850 werden mit der zugehörigen Fläche gewichtet und daraus das gewichtete Mittel gebildet. Korrekturgrößen für ausgedehntere neuzeitlich unvergletscherte Flächen werden dabei nicht berücksichtigt. Wenn im spätglazialen Einzugsgebiet die neuzeitliche Vergletscherung einigermaßen repräsentativ für die Größe der einzelnen Karräume entwickelt und verteilt war, sollte dieses Verfahren bessere Resultate ergeben als die einfache arithmetische Mittelbildung. Die Beziehung lautet ($n = 21$)

$$\text{GWL (Egesen)} = -193 + 1.00 \text{ BZWG} \quad (5.2.)$$

Sie ist mit $r^2 = 0.88$ und $s_{y,x} = 38 \text{ m}$ nicht wesentlich besser als die vorherige Beziehung 5.1.

Eine kritische Untersuchung der besonders aus dem Rahmen fallenden Gletscher (Tab. 4: Kaiserbergtal, Schönverwall, Val Forno, Alpe Mucia und Val Frisal) zeigt, daß bei diesen die neuzeitliche Vergletscherung für das weitere Einzugsgebiet nicht repräsentativ entwickelt und verteilt ist. Läßt man diese Gletscher in den Regressionsrechnungen außer Acht, so ergeben sich die folgenden Resultate ($n = 16$)

$$\begin{aligned} \text{GWL}_i (\text{Egesen}) &= -1028 + 1.29 \text{ BZWA} & (5.3.) \\ r^2 &= 0.91, \quad s_{y,x} = 30 \text{ m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{GWL} (\text{Egesen}) &= -519 + 1.11 \text{ BZWG} & (5.4.) \\ r^2 &= 0.96, \quad s_{y,x} = 19 \text{ m} \end{aligned}$$

Das gewichtete Mittel bringt eine deutliche Verbesserung der Resultate. Damit zeigt sich ein Weg zu einer sinnvollen Bestimmung eines Bezugswertes.

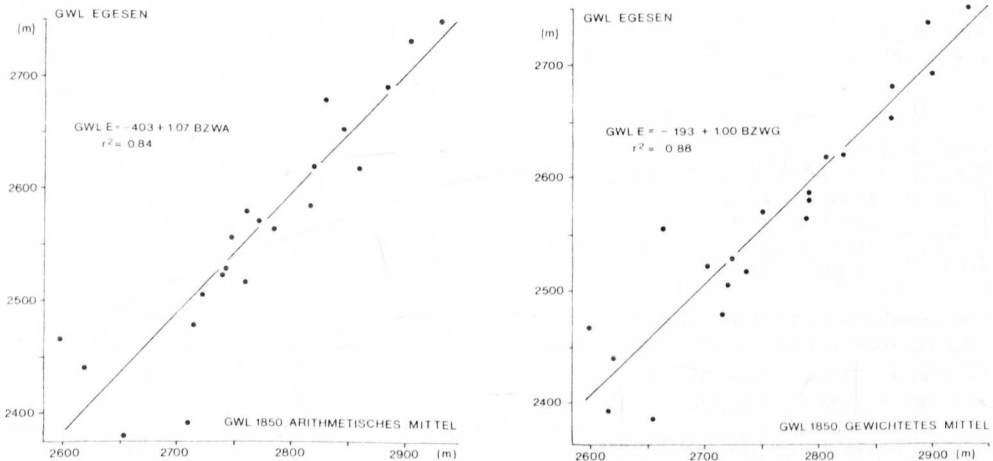


Abb. 6: Korrelationsdiagramme für die Gleichgewichtslinie von Gletschern des Egesen-Maximalstandes (GWL Egesen) gegen den Bezugswert aus arithmetischen Mitteln (links) und gegen den Bezugswert aus gewichteten Mitteln (rechts) der GWL von 1850.

5.2.3. Bezugsniveau (BZN).

Der Wert für das Bezugsniveau ist eine besondere Form des gewichteten Mittels der GWL von 1850. Dazu werden nur Angaben über die Höhe der GWL von 1850 verwendet, die dem Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers entstammen, für den die Depression der GWL bestimmt werden soll. Zur Bestimmung des Bezugsniveaus wird die Oberfläche des entsprechenden spätglazialen Gletschers in einem Bereich, der in etwa seinem Akkumulationsgebiet entspricht, in Teilströme aufgeteilt. Jedem neuzeitlichen Gletscher und jedem größeren unvergletscherten Karbereich wird ein Teilstrom zugeordnet, wobei bei gleichmäßiger und geschlossener neuzeitlicher Vergletscherung die Anzahl der Teilströme die Anzahl der Gletscher nicht übersteigen sollte. Bei der Ausscheidung dieser Teilströme sollte man nicht allzu kleinlich vorgehen, um nicht eine unerreichbare Genauigkeit vorzutäuschen. Die Fläche der einzelnen Teilströme wird bestimmt und in weiterer Folge bei der Mittelbildung als Gewicht für den Wert der GWL von 1850 desjenigen Gletschers verwendet, der im Bereich des jeweiligen Teilstromes liegt. Wenn größere, neuzeitlich unvergletscherte Gebiete im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers liegen, müssen für diese Bereiche möglichst plausible und rechtfertigbare Schätzwerte für die „GWL“ von 1850 eingesetzt werden. Da bei dieser Schätzung zwangsläufig die Gefahr von subjektiven Irrtümern besteht, ist die Genauigkeit des Bezugsniveaus in loser Form dem Ausmaß und der Verteilung der neuzeitlichen Vergletscherung im spätglazialen Einzugsgebiet proportional. Bei geringeren Genauigkeitsansprüchen ist eine vorsichtige räumliche Extrapolation, etwa in benachbarte Täler, möglich. Das auf diese Weise bestimmte Bezugsniveau erlaubt die Angabe von Depressionswerten der GWL mit der Zuverlässigkeit und Trennschärfe, wie es zur Klassifizierung von spätglazialen Gletscherständen notwendig ist.

5.3. EGESENSTADIUM

Das Egesenstadium umfaßt die letzte Periode von Gletscherständen, bei denen die Gletscher der Alpen deutlich größer waren als während der neuzeitlichen Gletscherhochstände. Ursprünglich nur als ein letzter Vorstoß des Daunstadiums konzipiert (Kinzl, 1929, 1932), wurde das Egesenstadium von Heuberger (1966) als selbständige Vorstoßperiode erkannt, das nach einem größeren, dem Daunstadium folgenden Gletscherrückzug eine Serie von neuen Vorstößen umfaßt. Egesenmoränen heben sich von denen des Daunstadiums durch größere Formfrische, geschlossenere Erhaltung und zum Teil auch durch größere Blockigkeit ab. Zeitlich ist es wahrscheinlich zur Hauptsache mit der Jüngeren Dryas identisch (Patzelt u. Bortenschlager, 1976), die letzten Vorstöße reichten möglicherweise noch in das beginnende Präboreal (Kerschner, 1976). Die Egesenserie schließt, solange keine stratigraphische Trennung möglich ist, den Kromerstand (siehe unten) mit ein.

Die Beziehung zwischen der Höhe des BZN (Tab. 4, Abb. 7 links) und der GWL des Egesenmaximalstandes ist im dargestellten Abschnitt gut linear beschreibbar und lautet ($n = 21$)

$$\text{GWL (Egesen)} = -437 + 1.084 \text{ BZN} \quad (5.5)$$

Mit einem Bestimmtheitsmaß von $r^2 = 0.98$ und einer Residualstreuung von $s_{y,x} = 14 \text{ m}$ ist diese Beziehung befriedigend genau, um sie als Korrelationskriterium für den Egesenmaximalstand in den Zentralalpen zwischen Brenner und San Bernardino-Paß verwenden zu können. Mit ihrer Hilfe läßt sich in Tälern, die

eine genaue Rekonstruktion der Gletscher gestatten, auf jeden Fall die Zahl der Gletscherstände, die von Seiten der Depression der GWL her als Egesenmaximalstand in Frage kommen, einschränken. Damit kann eine innerhalb einer Moränenserie auf morphologischer Basis getroffene Unterscheidung von Daun und Egesen gestützt werden.

Die Steigung der Regressionsgeraden liegt mit $p = 99.8\%$ zwischen 1,043 und 1,125 und ist hochsignifikant größer als 1. Eine dementsprechend zu erwartende Abhängigkeit der Depression der GWL von der Höhe des Bezugsniveaus ist mit $r = -0,5$ signifikant. Die entsprechende Beziehung ergibt sich aus Gleichung 5.5 zu

$$\text{DEP (Egesen)} = 437 - 0.084 \text{ BZN} \quad (5.6.)$$

Sowohl Gleichung 5.5. als auch Gleichung 5.6. sind für eine Extrapolation im Bereich tiefliegender BZN-Werte (2650 m und tiefer) nur bedingt geeignet, da ein zusätzlicher Einflußfaktor die Lage des jeweiligen Gebietes gegen den Nordalpenrand ist. Bei allmählich absinkendem Bezugsniveau gegen feuchtere Gebiete weist die Depression der GWL (Egesen) eine sprunghafte Zunahme auf. Das läßt den Schluß zu, daß noch während des Egesenstadiums die Abschirmung des Zentralalpenraumes wirksamer war als unter gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen. Es wird noch notwendig sein, die Beziehung zwischen BZN und GWL (Egesen) für den Bereich der Zillertaler Alpen und westlichen Hohen Tauern — ebenso für die Außenabdachung der Glarner-, Urner- und Berner Alpen — eingehender zu untersuchen. Doch unübersehbar ist die Depression der GWL für das Egesenstadium in trocken-kontinentaleren Gebieten mit hochliegender GWL geringer als in feucht-maritimen. Sie beträgt in den zentralen Ötztaler Alpen und im zentralen Graubünden 180–220 m, an der Nordabdachung der Hohen Tauern 300 bis 320 m gegen das BZN. Für das Egesenstadium darf demnach nicht gesamtalpin mit konstanten Depressionswerten gerechnet werden.

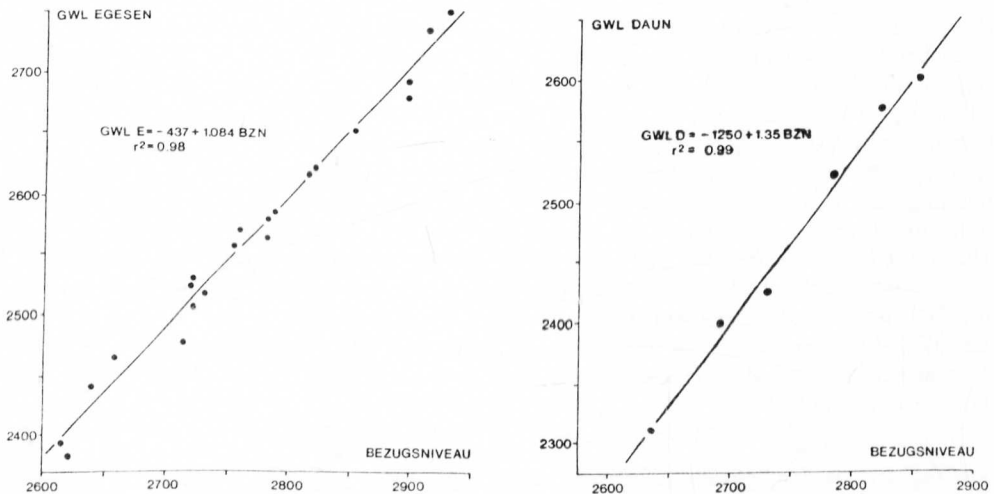


Abb. 7: Korrelationsdiagramme für die Gleichgewichtslinie von Gletschern des Egesen-Maximalstandes (GWL Egesen) gegen das Bezugsniveau (links) und die Gleichgewichtslinie von Gletschern des Daun-Stadiums (GWL Daun) gegen das Bezugsniveau (rechts).

Gleiche Tendenzen sind auch für ältere Gletscherstände zu erwarten. Für das Daunstadium wies bereits Brückner (Penck - Brückner, 1909: 636) auf diese Erscheinung hin. Ferner sind die erwähnten gebietsweisen Unterschiede in den Depressionswerten für das Egesenstadium größer als die Differenz der Depressionswerte zwischen Egesen- und Daunstadium. Zur Unterscheidung der beiden Stadien nach Schneegrenzkriterien ist somit eine sorgfältige Bearbeitung jeder einzelnen Talschaft unter Berücksichtigung ihrer Lage zum Alpenrand erforderlich.

5.4. KROMERSTAND

Innerhalb der Egesenserie läßt sich in manchen Tälern ein innerster Stand auscheiden, der noch deutlich größer als die neuzeitlichen Gletscherhochstände, aber ebenso deutlich kleiner als der Egesenmaximalstand war. Er konnte in einigen Tälern der Silvrettagruppe soweit erfaßt werden, daß eine Rekonstruktion der entsprechenden Gletscher möglich war. Nach einem besonders gut ausgeprägten Vorkommen im Kromertal wurde er vorläufig „Kromerstand“ genannt (Groß, 1974). Mögliche Äquivalente zu diesem Stand findet man unter anderem im Oberbergtal (Stubai-er Alpen), in der Glamergrube (Mutterbergtal, Stubai-er Alpen = eine von Kinzls Typlokalitäten für das Egesenstadium), in den oberen Abschnitten des Kaunertales, im Schönverwall- und Moostal (Verwallgruppe), möglicherweise im Val Grialetsch (Scalettgruppe), im Val dal Tschüvel N der Keschhütte und im Val Forno NW des Cavlociosees. Auch in den Hohen Tauern, etwa am Krimmlerkees und Mullwitzkees (Venedigergruppe), könnten vereinzelte Moränenreste der Gletschergröße nach dem Kromerstand entsprechen. Im inneren Ötztal dagegen wurden bisher keine Anhaltspunkte dafür gefunden.

Der Kromerstand ist jedenfalls nicht so allgemein verbreitet wie die größeren Stände des Egesenstadiums und zeichnet sich vielleicht nur an kleineren, schnell reagierenden Gletschern ab. Er ist jedoch insofern von Interesse, als er sich nach derzeitigem Stand der Kenntnisse in dem viel diskutierten, gletscher- und klimageschichtlich noch unbefriedigend erfaßten Zeitraum des frühen Präboreals (Patzelt, 1977), zwischen 10200 und 9500 v. h. ereignet haben müßte.

Für die Gletscher des Kromerstandes in der Silvrettagruppe und den Alpeinerferner im Oberbergtal (Tab. 5) lautet die Beziehung zwischen GWL und BZN ($n = 7$)

$$\text{GWL (Kromer)} = -7 + 0.97 \text{ BZN} \quad (5.7.)$$

bei einem Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten von 0.99. Die GWL für den Kromerstand lag 70–90 m (Mittelwert 84 ± 7.6 m) tiefer als 1850. Angesichts der

Tabelle 5: Höhen der Gleichgewichtslinien (GWL), Bezugsniveau (BZN) und Depressionswerte (DEP) für Gletscher des Kromerstandes (in Metern)

Gletscher	GWL	BZN	DEP
Kromertal Gletscher	2480	2559	79
Verhupf-Litzner Gletscher	2480	2552	72
Madlener-Henneberg Ferner	2555	2648	93
Rauhkopf Gletscher	2651	2739	88
Schnapfenkuchl Ferner	2613	2702	89
Roßtal Ferner	2515	2600	85
Alpeiner Ferner (Oberbergtal)	2795	2880	85

noch kleinen Stichproben dürften jedoch weitere auf diese Beziehung aufbauende Überlegungen nicht sinnvoll sein.

5.5. DAUNSTADIUM

Das Daunstadium umfaßt eine Serie von Gletscherständen, die größer waren als die des Egesenstadiums, aber auch deutlich kleiner als die des Gschnitzstadiums. Die Typlokalität für das Daunstadium liegt im Langental in den Stubaier Alpen (Penck-Brückner, 1909; Mayr - Heuberger, 1968). Daunmoränen sind allgemein lückenhafter und schlechter erhalten als die des Egesenstadiums und tragen vielfach deutliche Spuren einer intensiven solifluidalen Überformung. Die innersten erhaltenen Daunmoränen zeigen, daß die entsprechenden Gletscher nur unwesentlich größer waren als die des Egesenmaximalstandes. Das Daunstadium dieser Konzeption umfaßt nur die älteren Abschnitte der Daunserie im Sinne von Penck - Brückner (1909). Die jüngeren Abschnitte entsprechen dem Egesenstadium (vgl. Heuberger, 1966: 106 ff.). Die zeitliche Stellung des Daunstadiums ist sehr unsicher. Die Situation am Malojapaß läßt die Möglichkeit zur Annahme zu, daß zumindest die äußeren Daunmoränen vor dem Alleröd-Interstadial abgelagert wurden (Kleiber, 1974).

Für den Daunmaximalstand ist es wesentlich schwieriger, eine Beziehung zwischen der Höhe der GWL und dem BZN herzustellen. Der Grund dafür liegt in allgemein schlechter erhaltenen Moränen sowie in der Tatsache, daß zur Zeit des Daunstadiums die Gletscher zum größten Teil komplexer zusammengesetzt waren als zur Zeit des Egesenmaximums. So setzte sich etwa der Daungletscher an der Typlokalität aus den Gletschern dreier Täler zusammen, die während des Egesenmaximums selbständig waren. Oft machen mannigfaltige Rekonstruktionsprobleme eine gesicherte Aussage über das Gletscheraußmaß unmöglich. Dazu kommt noch das Problem der Bestimmung des Bezugsniveaus. Im Gegensatz zu den Gletschern des Egesenstadiums erhielten die Daungletscher in vermehrtem Ausmaß Zuflüsse aus heute unvergletscherten Karen. Entsprechend ist man bei der Bestimmung des BZN verstärkt auf Schätzungen angewiesen, wodurch dieser Wert nicht an Verlässlichkeit gewinnt.

Die Beziehung zwischen der GWL des Daunmaximalstandes und dem BZN ergibt sich bei $n = 6$ (Tab. 6, Abb. 7 rechts) zu

$$\text{GWL (Daun)} = -1250 + 1,35 \text{ BZN} \quad (5.8.)$$

Wenn man die Unsicherheit kennt, die bei der Bestimmung der meisten Werte von Tab. 6 auftraten, so wird man nicht fehlgehen, das hohe Beziehungsmaß von $r^2 = 0.99$ und die geringe Residualstreuung $s_{y,x} = 12 \text{ m}$ als Produkt des Zufalls zu werten (Kerschner, 1976: 232 ff.). Beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse ist es nicht

Tabelle 6: Höhen der Gleichgewichtslinien (GWL), der Bezugsniveaus (BZN) und Depressionswerte (DEP) für Gletscher des Daunstadiums (in Metern)

Gletscher (Tal)	GWL	BZN	DEP
Original Daun (Mutterbergtal)	2520	2785	265
Hochmoos	2575	2823	248
Oberbergtal	2600	2855	255
Zwieselbachtal	2423	2730	307
Dischmatal	2398	2691	293
Val Frisal	2310	2636	326

ratsam, die Gleichung 5.8. in ähnlicher Weise wie Gleichung 5.5. als Korrelationskriterium zu verwenden. Auf jeden Fall läßt sich aber zeigen, daß die Depression der GWL des Daunstadiums deutlich größer war als die des Egesenmaximalstandes. Die Differenz betrug im Durchschnitt nach Gleichung 5.5. und 5.8. bei einem BZN von 2650 — 103 m und bei einem BZN von 2800 m — 63 m auf GWL (Egesen), oder — 320 m und — 260 m auf das BZN. Aus dem oben gesagten geht hervor, daß es sich bei diesen Zahlen nur um Größenordnungen handeln kann, die auf einen allgemeinen Trend hinweisen.

5.6. GSCHNITZSTADIUM

Namengebend für das Gschnitzstadium ist der modellartig erhaltene Endmoränenbogen von Trins im Gschnitztal, so wie es Penck und Brückner (1909) festlegten. Ähnlich dem Daun- und Egesenstadium umfaßt es eine Serie von Gletscherständen, wobei die größeren Täler der einzelnen Gebirgsgruppen von selbständigen Talgletschern erfüllt waren. Gschnitzmoränen sind in der Regel formfrisch und steilgebösch, im deutlichen Gegensatz zu den älteren, außerhalb liegenden Ablagerungen des Steinachstadiums.

Die Schneegrenzangaben für das Gschnitzstadium sind widersprüchlich: Penck und Brückner (1909: 344) legten den Depressionswert mit 600 m gegenüber „heute“ (d. h. Jahrhundertwende) fest, einen Betrag den Heuberger (1966: 105) bestätigt findet. Eine Depression von 600 m gegen die von den Autoren im Gschnitztal angenommene „heutige“ Schneegrenze von ca. 2900 m würde für das Gschnitzstadium eine Schneegrenzhöhe von 2300 m ergeben. Damit hätte der Gschnitzgletscher jedoch die Ausdehnung bis zur Trinser Moräne sicher nicht erreichen können, weil dann die Fläche des Akkumulationsgebietes kleiner als die des Ablationsgebietes gewesen sein müßte. Das haben schon Paschinger (1952) und Senarclens - Grancy (1956: 300) erkannt und für die Trinser Stadialmoräne eine Schneegrenzdepression von 900 m, bzw. 1100 m gegen „heute“ gefordert. Dieser hohe Depressionswert war für Paschinger der Hauptgrund, die Original-Gschnitzmoräne von Trins dem Schlernstadium nach Klebelsberg (1927) zuzuordnen, anstatt das Pencksche Schneegrenzdogma aufzugeben. Nachdem nun Mayr und Heuberger (1968) gezeigt haben, daß das Schlernstadium am locus typicus und an anderen Stellen nicht mehr aufrecht erhalten werden kann, wird das Gschnitzstadium wieder im Penckschen Sinne an die Trinser Moräne gebunden.

Um die aufgezeigten Widersprüche der gschnitzstadialen Schneegrenzangaben zu klären, wurde die Rekonstruktion des Gschnitzgletschers von Paschinger (1952) überprüft und korrigiert (Patzelt, in Vorbereitung) und die entsprechende Höhe der GWL neu berechnet. Bei einem Flächenverhältnis von $S_c/S_a = 2:1$ ($AAR = .67$) wurde eine absolute Höhe von 1950 m erhalten. Das Bezugsniveau wurde auf 2630 m bestimmt. Das ergibt für das Original-Gschnitzstadium eine Schneegrenzdepression von 680 m gegen 1850, entsprechend geschätzten 800 m gegenüber einer mittleren „heutigen“ GWL-Höhe im Gschnitztal. Für diese Werte muß allerdings eine Unsicherheit von ± 50 m in Rechnung gestellt werden, da die schon für das Daunstadium angeführten Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion des Gletschers und der Bestimmung des Bezugsniveaus für das Gschnitzstadium in noch größerem Ausmaß gegeben sind. Die Zahl der Gletscher, bei denen Schneegrenzen und Depressionswerte mit der nötigen Genauigkeit berechnet werden können, ist daher beschränkt. Im Rahmen einer regional weiter ausgreifenden Arbeit (Patzelt, in Vorbereitung) wurden bisher für die folgenden Gletscherstände dieses Ausmaßes einigermaßen verlässliche Schneegrenzhöhen ermittelt (Tab. 7).

Tabelle 7: Höhen der Gleichgewichtslinien (GWL), Bezugsniveaus (BZN) und Depressionswerte (DEP) für das Original-Gschnitzstadium und seine möglichen Äquivalente (in Metern)

Gletscher	Tal	GWL	BZN	DEP
Original Gschnitz	Gschnitztal	1950	2630	680
Schwarzachgrund	Gerlostal	1940	2600	660
Wimmertal	Gerlostal	1970	2600	630
Wilde Gerlos	Gerlostal	1950	2600	650
Karsee	Salzachtal	1890	2570	680
Guggernbachtal	Stubachtal	1970	2550	650
Hoferalmkar	Stubachtal	1920	2600	680
Zwölferkar	Stubachtal	1850	2550	700
Mühlbachtal	Salzachtal	1900	2600	700
Wachtbergkar	Fuschertal	1850	2550	700
Schmalzgrube	Fuschertal	1950	2600	650
Untergurbs	Niesenkette (CH)	1950	2600	650

$$\bar{x} = 669$$

Die geringe Anzahl und vor allem die größere Unschärfe der Höhenangaben läßt es nicht sinnvoll erscheinen, nach Beziehungen zu suchen, wie es für das Egesenstadium möglich ist. Die Zusammenstellung der Tabelle 7 zeigt jedoch, daß die für das Original-Gschnitzstadium erhaltenen Schneegrenzwerte nicht aus dem Rahmen fallen und für äquivalente Gletscherstände mit Depressionswerten zwischen 600 und 700 m gegenüber dem BZN (1850) gerechnet werden muß. Gegenüber einer „heutigen“ (IHD) Schneegrenze, die zwischen 100 und 150 m höher liegt als die von 1850, ergeben sich Depressionswerte von 700 bis 850 m. Auch wenn diese letzten Angaben nur grobe Richtwerte sind, zeigen sie doch, daß für das Gschnitzstadium mit einer Schneegrenzdepression von 600 m gegen „heute“ sicher nicht das Auslangen gefunden werden kann. Die zahlreichen Gletscherstände, die in der Literatur mit diesem Depressionswert dem Gschnitzstadium zugeordnet wurden, müssen daraufhin nochmals überprüft werden.

6. LITERATUR

- Ahlmann, H. W:son, 1948: Glaciological Research on the North Atlantic Coasts. Royal Geographical Society London, Research Series 1: 83 S.
- Andrews, J. T. and G. H. Miller, 1972: Quaternary history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T., Canada. Part IV: Maps of the present glaciation limits and lowest equilibrium line altitude for north and south Baffin Island. Arctic and Alpine Research 4: 45–59.
- Anonym, 1969: Mass-balance Terms. Journal of Glaciology 8, 52: 3–7; reprinted from: “combined heat, ice and water balances at selected glacier basins; a guide for compilation and assemblage of data for glacier mass balance measurements”, prepared by members of the Intern. Commission of Snow and Ice, Unesco-IASH Technical Papers in Hydrology No 5, Paris 1970.
- Brückner, E., 1887: Die Höhe der Schneelinie und ihre Bestimmung. Meteorol. Zeitschrift 4: 31–32.
- Büdel, J., 1976: Glaziologie und Geomorphologie. Z. f. Geomorphologie N. F. 20, 3: 363–367.
- Busch, W., 1865: Max und Moritz. 2. Streich, Vers 14.
- Drygalski, E. v. und F. Machatschek, 1942: Gletscherkunde. Enzyklopädie der Erdkunde. Wien (Deuticke). 261 S.

- Escher, H., 1973: Zur Bestimmung des Niveau 365 in den Schweizer Alpen. *Z. f. Geomorphologie N. F. Supl. Bd. 16*: 90–103.
- Finsterwalder, R., 1953: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 2, 2: 189–239.
- Friedel, H., 1952: Gesetze der Niederschlagsverteilung im Hochgebirge. *Wetter und Leben* 4: 73–86.
- Gross, G., 1974: Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvretta-Gruppe. Systematischer Vergleich der Bestimmungsmethoden. Geogr. Hausarbeit, Univ. Innsbruck. 66 S., 15 Tab., 27 Abb.
- Heß, H., 1904: Die Gletscher. Braunschweig, Fr. Vieweg und Sohn. 426 S.
- Heuberger, H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. *Wiss. Alpenvereinshefte* 20, 126 S.
- Höfer, H. v., 1879: Gletscher- und Eiszeitstudien. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl. I*, 79: 331–367.
- Hoinkes, H. und R. Rudolph, 1962: Mass balance studies on the Hintereisferner, Ötztal Alps, 1952–1961. *Journal of Glaciology* 4: 266–278.
- Hoinkes, H., 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztal Alps) 1953–1968. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie* 6, 1/2: 37–90.
- Hoinkes, H., E. Dreiseitl und H. P. Wagner, 1974: Mass balance of Hintereisferner and Kesselwandferner 1963/64 to 1972/73 in relation to climatic environment. IHD-Activities in Austria 1965–1974; Reports to the Intern. Conference on the Results of the IHD (2. bis 14. Sept. 1974): 42–53 (Paris - Wien).
- Jegerlehner, J., 1903: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 5: 486–567.
- Kasser, P., 1967: Fluctuations of Glaciers 1959–1965. A contribution to the IHD. IASH (ICSU)-UNESCO, Louvain. 52 S. und 23 Tabellen.
- Kasser, P., 1973: Fluctuation of Glaciers 1965–1970. IAHS (ICSU)-UNESCO, Paris. 357 S.
- Kasser, P. und M. Aellen, 1974: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1970–1971. 92. Bericht. *Publ. d. Gletscherkommission d. Schw. naturf. Ges. (SNG)*.
- Kasser, P. und M. Aellen, 1976: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1971/72 und 1972/73. 93. und 94. Bericht. *Publ. d. Gletscherkommission d. Schw. naturf. Ges. (SNG)*.
- Kerschner, H., 1976: Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. *Diss. Univ. Innsbruck*. 305 S., 15 Tab., 21 Fig., 22 Abb., 39 Kartenbeilagen.
- Kinzl, H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Z. f. Gletscherkunde* 17, 1–3: 66–121.
- Kinzl, H., 1932: Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe. *Z. f. Gletscherkunde* 20: 269–397.
- Klebelsberg, R. v., 1927: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. *Z. d. Deutschen Geol. Ges.* 79: 280–337.
- Klebelsberg, R. v., 1947: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. *Mitt. d. Naturwiss.-Medizinischen Vereins Innsbruck* 47: 9–32.
- Klebelsberg, R. v., 1948/49: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Bd. 1 (1948), Bd. 2 (1949). Wien, Springer, 1028 S.
- Kleiber, H., 1974: Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin. *Bot. Jb. Syst.* 94: 1–53.

- Kurowski, L., 1891: Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. *Geograph. Abhandlungen* 5, 1: 115–160.
- Lichtenecker, N., 1938: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verhandl. d. III. Intern. Quartär-Konferenz*, Wien 1936: 141–147.
- Lliboutry, L., 1965: *Traité de Glaciologie*. 2 Bde. Paris, Masson & Cie. 611 S.
- Louis, H., 1955: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. *Geograph. Taschenbuch* 1954/55: 414–418.
- Markl, G., 1976: Massenhaushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1968/69–1974/75. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 11, 2: 271–272.
- Mayr, F. und H. Heuberger, 1968: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. *Univ. of Colorado Studies, Series in Earth Sciences* 7 (Glaciation of the Alps, G. R. Richmond Ed.): 143–165.
- Meier, M. F. and A. S. Post, 1962: Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *Commission of Snow and Ice Symposium of Obergurgl 1962*, IASH, Publ. No. 58: 63–77.
- Messerli, B., 1967: Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica* 22: 105–228.
- Müller, F., T. Caffisch und G. Müller, 1976: Firn und Eis der Schweizer Alpen. *Gletscherinventar*. Geogr. Institut, ETH Zürich, Publ. Nr. 57.
- Østrem, G., 1964: Ice cored moraines in Scandinavia. *Geogr. Annaler Ser. A* 46: 228–337.
- Østrem, G., 1966: The height of the glaciation limit in southern British Columbia and Alberta. *Geogr. Annaler Ser. A* 48: 126–138.
- Østrem, G., 1972: Height of the glaciation level in Northern B. C. and South Eastern Alaska. *Geogr. Annaler Ser. A* 54: 76–84.
- Østrem, G., 1974: Present alpine ice cover. In: *Arctic and Alpine Environments* (J. D. Ives and R. G. Barry Eds.) London, Methuen: 225–250.
- Partsch, J., 1882: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau. 198 S.
- Paschinger, H., 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 2, 1: 35–57.
- Patzelt, G. und S. Bortenschlager, 1976: Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). Führer zur Exkursionstagung d. IGCP-Projektes 73/1/24. „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“; hrsg. B. Frenzel, Sept. 1976 (Druck in Vorbereitung).
- Patzelt, G., 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In: *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. Erdwissenschaftliche Forsch. 11 (im Druck).
- Patzelt, G., (in Vorbereitung): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Gletscher- und Klimageschichte im Bereiche des Inn- und Salzachtales. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*.
- Penck, A. und E. Brückner, 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig, 1199 S.
- Porter, S. C., 1975: Equilibrium Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5, 1: 27–47.
- Queck, H., 1966: Massenhaushaltsstudien am Kesselwandferner (Ötztaler Alpen). *Dissertation Univ. Innsbruck*, 124 S., 68 Abb.
- Ratzel, F., 1886: Zur Kritik der sogenannten „Schneegrenze“. *Leopoldina* 22: 186–188, 201–204, 210–212.
- Reinwarth, O., 1972: Untersuchungen zum Massenhaushalt des Vernagtferners (Ötztaler Alpen) 1965–1968. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 8, 1/2: 43–63.

- Richter, E., 1885: Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen. II. Die Gletscher der Ötztal-Gruppe im Jahre 1883. *Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins* 16: 54–65.
- Richter, E., 1888: Die Gletscher der Ostalpen. *Handbücher zur Deutschen Landes- und Volkskunde*, 3. Stuttgart (J. Engelhorn). 306 S.
- Rott, H., 1977: Analyse der Schneeflächen auf Gletschern der Tiroler Zentralalpen aus Landsat-Bildern. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 12, 1: 1–28.
- Senarels-Grancy, W., 1956: Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung. *Mitt. d. Geol. Ges. Wien* 49: 257–313.
- Simony, F., 1872: Gletscher- und Flußschutt als Object wissenschaftlicher Detailforschung. *Mitt. d. k.k. Geogr. Ges. in Wien* 15: 252–275, 327–333.
- Slupetzky, H., 1971: Verlauf der Ausaperung am Stubacher Sonnblickkees (Hohe Tauern). *Mitt. Österr. Geogr. Ges.* 113, 1: 1–24.
- Slupetzky, H., 1975: Untersuchungen zur Massenbilanz eines Hanggletschers. Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus der Meßreihe 1963/64–1970/71 vom Stubacher Sonnblickkees (Hohe Tauern). *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 10 (1974): 11–69.
- UNESCO / IASH, 1970a: Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a world inventory. *Technical Papers in Hydrology* 1, 59 S.
- UNESCO / IASH, 1970b: Seasonal Snow Cover. A Guide for Measurement, Compilations and Assemblage of Data. *Technical Papers in Hydrology* 2, 38 S.
- Visser, P. C., 1938: Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922–1935. Bd. II. *Glaziologie*. Leiden. 216 S.
- Vogt, C., 1847: Agassiz' geologische Alpenreisen. Hrsg v. C. Vogt, 2. Aufl. Frankfurt/M. 672 S.
- Vorndran, G., 1968: Untersuchungen zur Aktivität der Gletscher — dargestellt an Beispielen aus der Silvrettagruppe. *Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel* 29, 1: 129 S.
- Vorndran, G., 1970: Die Höhe der Schneegrenze in der Silvrettagruppe. *Mitt. d. Geogr. Ges. München* 35: 115–168.
- Zingg, T., 1954: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. *Angewandte Pflanzensoziologie, Sonderfolge (Festschrift f. E. Aichinger)*: 848–854.
- Zubok, O. M., 1975: Half decade study of mass balance at Sentinel Glacier, BC, Canada. *Snow and Ice Symposium (Proc. of the Moscow Symp. Aug. 1971) IAHS-AISH Publ. No 104*: 202–207.

Manuskript eingelangt am 16. 6. 1977.

Anschrift der Verfasser: Mag. phil. Günther Groß, Dr. Hanns Kerschner und
Dr. Gernot Patzelt
Geographisches Institut der Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck