

# Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen)

HANNS KERSCHNER, Innsbruck

Mit 3 Abb. und 2 Tabellen

## Inhalt

1.	Einleitung . . . . .	26
1.1.	Terminologie . . . . .	26
1.2.	Datierung . . . . .	27
1.3.	Fragestellungen . . . . .	27
2.	Kartierung . . . . .	28
2.1.	Beispiel einer Seriengliederung: Dschmatal (GR) . . . . .	29
3.	Schneegrenzüberlegungen . . . . .	30
3.1.	Bestimmung der Höhe der Gleichgewichtslinie eines älteren Gletschervorstößes . . . . .	30
3.2.	Rekonstruktion der Gletscheroberflächen . . . . .	32
3.3.	Bestimmung des Bezugswertes . . . . .	33
3.4.	Die Depression der Schneegrenze für den Egesen- und den Daunmaximalstand . . . . .	38
3.5.	Vergleich mit anderen Verfahren zur Bestimmung der Schneegrenzdepression . . . . .	38
3.6.	Überprüfung der morphologischen Argumentation bei der Unterscheidung zwischen Daun und Egesen . . . . .	40
4.	Blockgletscher . . . . .	41
4.1.	Zeitliche Stellung der tiefliegenden fossilen Blockgletscher in den untersuchten Tälern . . . . .	41
5.	Die zeitliche Stellung des Egesen- und Daunstadiums . . . . .	42
6.	Versuch einer klimageschichtlichen Interpretation . . . . .	45
	Literaturverzeichnis . . . . .	46

## 1. Einleitung

### 1.1. Terminologie

Im Rahmen der klassischen Unterteilung der späteiszeitlichen Rückzugsstadien des Inngletschers in Bühl, Gschnitz und Daun (PENCK und BRÜCKNER 1901/09) bezeichnet das Daunstadium die letzten Gletschervorstöße der ausgehenden Würmeiszeit. FRECH ergänzte 1903 das Daunstadium durch ein etwas kleineres Tribulaunstadium, das sich aber nicht durchsetzte (BRÜCKNER 1904). KINZL (1929, 1932) fügte dem Daunstadium das deutlich kleinere Egesenstadium hinzu. KINZL (1932: 356) glaubte aber nicht, daß das Egesenstadium „wirklich allgemein verbreitet“ gewesen wäre. Für die Schweiz bezweifelt SALATHE (1961) die Existenz des Egesenstadiums. SENARCLENS-GRANCY (u. a. 1938 a, b, c, d, 1942, 1958) versuchte eine Neugliederung der spätglazialen Stadien. Die in dieser Arbeit in Frage kommende jungstadiale Gruppe setzt mit einem in seiner Bedeutung gegenüber

PENCK und BRÜCKNER (1901/09) wesentlich reduzierten Gschnitz (D/g) ein. Nach oben zu setzt sich diese Gliederung mit den D/d-Stadien (Daun) fort. Den Abschluß der Serie bilden die D/e-Vorstöße („Egesen“), die in ihrer Bedeutung etwa dem „Egesen“ im Sinne von KINZL entsprechen. HEUBERGER und BESCHEL (1958) untersuchten die Moränen im Stubaital und seinen inneren Seitentälern. Sie äußerten sich bezüglich des Egesenstadiums eher skeptisch. In der Arbeit von MAYR und HEUBERGER (1968), die bereits für die INQUA 1965 entstand, wird das Egesenstadium nur kurz erwähnt. HEUBERGER (1966) gelang schließlich eine deutliche Trennung des klassischen Daunstadiums in den nördlichen Stubai Alpen in eine ältere und eine jüngere, nur wenig kleinere Serie, die sich voneinander so deutlich unterscheiden (HEUBERGER 1966, v. a. Kap. 4 c—e, 5 b), daß HEUBERGER die Einheit des klassischen Daunstadiums nicht einmal dem Namen nach mehr für vertretbar hielt. Da die Daunmoränen von PENCK und BRÜCKNER (1901/09: 347) im Bereich des älteren Abschnittes der Daunserie liegen, möchte HEUBERGER (1966: 68) den Begriff „Daun“ auf den älteren Abschnitt der Serie beschränken. Die Original-Egesenmoränen bei der Dresdner Hütte im Stubaital (KINZL 1932: 356) entsprechen denen des jüngeren Abschnittes des klassischen Daun, weshalb HEUBERGER (1966) den Begriff des „Egesen“ auf den gesamten jüngeren Abschnitt des klassischen Daun erweiterte. Damit gewinnt das Egesenstadium ganz entschieden an räumlicher und klimageschichtlicher Bedeutung.

## 1.2. Datierung

PENCK und BRÜCKNER (1901/09: 382) geben für das Daunstadium als zeitliche Stellung „älter als die Pfahlbauten im Allgemeinen“ an. KINZL (1929) stuft das Egesenstadium in die Vorwärmezeit ein, ARNBERGER und WILTHUM (1952/53) wollen die Egesenmoränen am Dachsteinplateau in die Hallstattzeit stellen. SENARCLENS-GRANCY (1958: 306) versuchte eine Parallelisierung seiner Stadien mit der nordeuropäischen Quartärchronologie und stellt die dem Daun und Egesen entsprechenden Stände in den Zeitraum zwischen Ende der Jüngeren Dryas und mittlerem Präboreal. HEUBERGER (1968) gibt die zeitliche Stellung für Daun mit „wohl erst nach der Jüngeren Dryas“, für Egesen mit „zwischen Jüngerer Dryas und postglazialer Wärmezeit“ an. ZOLLER et al. (1966) datieren das „Daun“ bei der Alp Frisal (Vorder- rheingebiet, Tödigruppe) auf etwa 9 000 BP. MÜLLER (1972) gibt den Zeitpunkt des Eisrückzuges von diesen Moränen mit 9350 BP an und stellt ebenso wie ZOLLER et al. (1972) das Daunstadium in die erste Hälfte des Präboreals („Piottinokaltphase“). KLEIBER (1974: 42) nimmt diese zeitliche Stellung als gesichert an, vermutet aber, daß ein Teil des Daun älter als Allerød sei (s. u.). Für die als „Daun“ bezeichneten Moränen im Kaunertal wurden Mindestalter von ca. 9 400 BP angegeben. Mit diesen Daundatierungen ist schwer vereinbar, daß die Gletscher in den Ostalpen bereits um ca. 9 500 BP auf neuzeitliches Ausmaß zurückgegangen waren (PATZELT 1972).

## 1.3. Fragestellungen

Aus der beschriebenen Situation heraus ergaben sich folgende Fragestellungen als Grundgerüst für weitere Überlegungen:

1. Es sollte untersucht werden, ob das Egesenstadium im von HEUBERGER (1966) erweiterten Sinn eine Besonderheit der Stubai Alpen ist oder

ob es sich auch in weiter westlich gelegenen Gebirgsgruppen, vor allem in der Schweiz, finden läßt.

2. Es sollte versucht werden, die von HEUBERGER (1966) vielfach beschriebenen Kriterien zur Unterscheidung von Daun- und Egesenmoränen als Grundlage für eine regional weiter ausgreifende Kartierung zu verwenden und die damit gewonnenen Wahrscheinlichkeitsaussagen weiter zu präzisieren. Zu diesem Zweck sollten Schneegrenzberechnungen auf glaziologischer Grundlage näher auf ihre Brauchbarkeit untersucht werden.
3. Es sollte untersucht werden, ob die von ZOLLER et al (1966), ZOLLER et al. (1972), MÜLLER (1972) und KLEIBER (1974) angegebenen Datierungen des Daunstadiums tatsächlich für das Daun im engeren Sinne gelten.
4. Auf Grundlage des gesammelten Datenmaterials sollte eine klimageschichtliche Interpretation des Zeitraumes des Egesenstadiums versucht werden.

## 2. Kartierung

Die Voraussetzung für sämtliche weitere Überlegungen war eine möglichst geschlossene Kartierung von Moränen und Blockgletschern in einem größeren regionalen Rahmen. Auf dieser Basis können lokal bedingte Zufälligkeiten erkannt und weitgehend ausgeschaltet werden und es besteht die Möglichkeit, für die weiteren Schlußfolgerungen eine statistisch aussagefähige Stichprobe zu gewinnen. Als Ziel wurde angestrebt, für den Egesenmaximalstand und, wenn möglich, auch für den Daunmaximalstand, möglichst viele Gletscheroberflächen rekonstruieren zu können.

Ausgehend von den neuzeitlichen Gletschervorfeldern wurden die Moränen des Daun- und des Egesenstadiums erfaßt. Maßgebend für eine Trennung von älteren Gletscherständen (zumeist Gschnitz-Serie) waren grobe Abschätzungen der Depression der Schneegrenze, die nach den Erfahrungen aus dem Sellrain (HEUBERGER 1966) etwa 300—400 m gegen heute betragen sollte. Die Genauigkeit dieser Abschätzungen liegt im Rahmen von etwa 100—200 m, was für eine erste Orientierung genügt. Innerhalb der so erfaßten Daun- und Egesenserie erfolgte die Unterscheidung in ein älteres „Daun“ und ein jüngerer „Egesen“ nach der Stellung der Moränen in der Serie und nach ihren morphologischen Eigenschaften; dieses Verfahren wurde bereits von HEUBERGER (1966) angewendet. Für die eigenen Kartierungen mußten die Moränenbeschreibungen von HEUBERGER noch etwas präzisiert werden, um eine überregionale Vergleichbarkeit zu gewährleisten. Im Rahmen der Voruntersuchungen ergaben sich folgende Anhaltspunkte: Die Moränen der älteren Serie (Daun) sind in der Form zumeist stumpf mit abgeflachten Kämmen und Böschungen, deren Neigung im Bereich von 15 Grad und darunter liegen, vorausgesetzt, eine nachträgliche Versteilung durch Rutschungen o. ä. war nicht mehr möglich. Sie weisen in vielen Fällen ein deutliches Kleinrelief in einer Größenordnung von etwa 10—20 m auf, sodaß die Wälle ein flaches, z. T. zerflossenes Aussehen haben. Es läßt auf eine beträchtliche solifluidale Überformung der Moränen schließen. Die Moränen der jüngeren Serie (Egesen) sind allgemein sowohl besser als auch vollständiger erhalten. Die Böschungswinkel liegen je nach dem Ausgangsmaterial im Bereich von 25—35 Grad und darüber und streben gegen den Schüttwinkel des Ausgangsmaterials. Die Größenordnung des

Kleinreliefs liegt im Bereich von 1—2 m und wird normalerweise durch das auf den Moränen oft reichlich vorkommende Blockwerk bestimmt. Im Vergleich mit älteren Moränen in gleicher Höhenlage sind die Moränen der jüngeren Serie wesentlich frischer und weniger gegliedert. Die erwähnte Blockigkeit der Moränen ist stark vom Verwitterungstyp des Ausgangsmaterials abhängig und als Unterscheidungskriterium zwischen Daun und Egesen nicht geeignet. Die morphologische Unterscheidbarkeit der Moränen beider Serien ist unabhängig von der Blockigkeit. Das läßt sich im Kaunertal ganz hervorragend studieren. Stratigraphische Untersuchungen schießen aus technischen und finanziellen Gründen aus.

## 2.1. Beispiele einer Seriengliederung: Dischmatal (GR)

Auf der Grundlage dieser morphologischen und fazialen Unterschiede zwischen den Daun- und den Egesenmoränen läßt sich ohne wesentliche Schwierigkeiten eine Seriengliederung durchführen. Das sei am Beispiel des Dischmatal südlich von Davos (Scalettagruppe), das einen außergewöhnlichen Reichtum an Moränen aufweist, dargestellt. Innerhalb dieser annähernd 30 Gletscherstände kann man deutlich 2 verschiedene Serien unterscheiden (vgl. SLK 25, Blatt 1217 Scalettapaß). Vom morphologischen Standpunkt aus ist vor allem der Raum Grossalp — Schürlialp interessant, da die Trennung zwischen den beiden Serien hier am sinnvollsten möglich ist. In diesem Raum tritt auf kurze Entfernung ein deutlicher Wechsel in der Morphologie und Fazies der Moränen auf. Der doppelte Endmoränenbogen, an den sich die Alpegebäude der Grossalp und der Schürlialp anlehnen, ist oberflächlich arm an Blöcken, die Formen sind sanft und teilweise verflossen. Dieser morphologische Typ setzt sich talaus weiter in den Moränen bei Kote 1944.7 und um Bächwiesen-Wiesenalp fort. Die aus 5 hintereinander angeordneten Endmoränenbögen bestehende Moränenlandschaft von „Am Rin“ bildet eine Ausnahme, da die Moränen ausgesprochen blockig sind. Die am weitesten talaus liegenden Moränen findet man bei Gadmen. Sie sind wesentlich frischer in der Form als die weiter talein liegenden Moränen, die oben beschrieben wurden und die man alle entsprechend den angeführten morphologischen Kriterien in das Daun stellen kann. Die Situation zwischen Am Rin und Gadmen bestätigt die Erfahrung aus dem Kaunertal und Rheinwald (KERSCHNER 1976), daß in einem Höhenbereich von 800—1000 m unterhalb der Schneegrenze von 1850 die morphologischen Unterschiede zwischen Daun- und Egesenmoränen zu verschwimmen beginnen.

In deutlichem Kontrast zu diesen Moränen der älteren Serie stehen die auf die Moränen von Großalp — Schürlialp talein nächstfolgenden Wälle, die von diesen etwa 100—200 m entfernt liegen. Sie entsprechen dem frischen blockigen Typ mit durchgehend erhaltenen Kämmen und steilen Böschungen. Dieser Morärentyp dominiert taleinwärts und erreicht mit den Moränen von Dürrboden seine schönste Ausprägung. Das Blockwerk erreicht hier an manchen Stellen das Ausmaß von mehreren Kubikmetern. Auf Grund des Verlaufes der Seitenmoränenreste kann man annehmen, daß zu dieser Zeit kein Kontakt mehr mit einem Gletscher aus dem Raume der Fuorcla da Grialetsch bestand. Dieser Seitenast schüttete mächtige, z. T. blockgletscherartig verfllossene Moränen in 2340—2400 m zwischen Dürrboden und der Fuorcla da Grialetsch auf (vgl. HAEBERLI 1975). Vom morphologischen Standpunkt her kann man diese Moränen ohne Schwierigkeiten in das Egesen-

stadium stellen. Diese Gliederung läßt sich anhand von Berechnungen der Depression der Gleichgewichtslinie von einigen Gletschern dieser Serie stützen (s. u.).

### 3. Schneegrenzüberlegungen

Die Ansicht, daß Gletschervorstöße mit gleicher Depression der Schneegrenze gegen „heute“ gleichzeitig stattfanden, geht auf PENCK und BRÜCKNER (1901/09) zurück, die dieses Verfahren erstmals in großem Stil anwendeten. Seither wurden Angaben von Depressionen der Schneegrenze immer wieder verwendet, um ältere, vor allem späteiszeitliche Gletschervorstöße in verschiedenen Tälern zu korrelieren und zugleich (berechtigterweise) mit großer Skepsis betrachtet. Die Verwendung dieses Begriffes resultiert wohl aus dem nach wie vor bestehenden Mangel an anderen Methoden für eine Korrelation von spätglazialen Gletschervorstößen, die Skepsis daraus, daß die „Schneegrenze“ ein schillernder Begriff mit großer Breite und geringer Präzision der Aussage ist. Seine Bedeutung ist von zahlreichen Faktoren abhängig, wie z. B. dem Anwendungsgebiet, den Genauigkeitsanforderungen, dem geometrischen Betrachtungsmaßstab u. a. (ØSTREM 1966, HORMANN 1975, GROSS et al. 1978). Besonders diffus und vielschichtig ist der Begriff der „klimatischen Schneegrenze“, die für ein empirisches Arbeiten praktisch unbrauchbar ist. Andererseits ist die Schneegrenze trotz der vielen Unsicherheiten ein Begriff, auf den man schwer verzichten kann. In diesem Sinne schlug MESSERLI (1967) vor, neue, eindeutig definierte und gut näherungsweise bestimmbare Begriffe zu verwenden.

Ausgehend von den Massenhaushaltsuntersuchungen stellt die moderne Glaziologie ein derartiges Begriffsinventar zur Verfügung, das diesen Anforderungen genügt (vgl. zuletzt die Zusammenfassung bei GROSS et al. 1978). Dabei stellen die Verhältnisse auf dem einzelnen Gletscher den Angelpunkt für die weiteren Überlegungen dar, womit gleichzeitig der geometrische Bezugsrahmen mit etwa  $10^0$ – $10^2$  km<sup>2</sup> festgelegt wird. Durch umfangreiche glazialmeteorologische Forschungen (z. B. HOINKES 1971, HOINKES et al. 1974) besteht obendrein die Möglichkeit, auf dieser Basis abgeleitete klimageschichtliche Folgerungen besser als bisher zu fundieren. Im folgenden wird hauptsächlich der Begriff der Gleichgewichtslinie (GWL: ANONYM 1969, HOINKES 1970) verwendet. Für die in Betracht stehenden glazialmorphologischen und klimageschichtlichen Überlegungen ist es notwendig, einen Mittelwert über einen längeren Zeitraum zu verwenden, der im weiteren als „Schneegrenze“ bezeichnet wird. Der „längere Zeitraum“ ist für ältere Gletscherstände nicht genau faßbar. Da der Bestimmung der Schneegrenze eines älteren Gletscherstandes (z. B. 1850, Spätglazial) aber der Gleichgewichtszustand zugrunde liegt, der durch die im Gelände kartierbaren Moränen angezeigt ist, umfaßt dieser Zeitabschnitt sicher einige Dezennien.

### 3.1. Bestimmung der Höhe der Gleichgewichtslinie eines älteren Gletschervorstoßes

#### 3.1.1. Methoden

Die Bestimmung der Schneegrenze eines älteren Gletschervorstoßes sollte so genau erfolgen, daß in weiterer Folge für die Unterscheidung zwischen der Schneegrenzdepression zwischen Daun- und Egesenmaximalstand eine Trennschärfe von etwa 50–60 m erreicht werden kann (GROSS et al.

1978: 239). Damit kommen praktisch nur Flächenteilungsverfahren in Frage, denen die Kartenfläche des betreffenden Gletscherstandes zugrundeliegt. Die besten Ergebnisse konnten bei der Anwendung eines Verhältnisses von Nährgebiet zu Zehrgebiet = 2 : 1 erreicht werden.

Andere Methoden (z. B. HESS, KUROWSKI, FINSTERWALDER, VORNDRAN, vgl. GROSS et al. 1978) sind teils zu ungenau, teils zu kompliziert oder auch beides. Die vielfach verwendete Methode von HÖFER (1878) beruht auf einem Zirkelschluß. Die Methode von LICHTENECKER (1938) liefert zwar vergleichbar gute Resultate wie die Flächenteilungsmethode, sie ist aber aus Mangel an brauchbaren Seitenmoränenansätzen nur beschränkt einsetzbar. Für den Gletscherstand von 1850 kann man mit ihr nachweisen, daß die Verwendung eines Teilungsverhältnisses von 2 : 1 tatsächlich sehr gute Resultate ergibt. Wenn man für einzelne Gletscher getrennt mit der Flächenteilungsmethode und

*Tabelle 1:* Höhe der Schneegrenze des Gletscherhochstandes von 1850 von ausgewählten Gletschern, bestimmt mit der Flächenteilungsmethode und der Methode nach LICHTENECKER, theoretisches Teilungsverhältnis

Name	2 : 1	LICHENECKER	d	k <sub>pot</sub>
1 Grüblferner	2720	2750	+ 30	1,56
2 Gletscher E Fernauferner	2768	2760	— 8	2,25
3 Fernau-Schaufel-Daunkogel	2795	2827	+ 32	1,59
4 Ruderhofferner	3033	3040	+ 7	1,81
5 Sommerwandferner	2781	2790	+ 9	1,83
6 Rinnengrube	2818	2820	+ 2	1,87
7 „Gletscherfleck“ Gepatsch	2945	2920	— 25	2,29
8 Gletscher 2 (Kaunertal)	2842	2850	+ 8	1,75
9 Krummgampenferner S	2895	2910	+ 15	1,52
10 Krummgampenferner N	2927	2915	— 12	2,66
11 Riffferner (Kaunertal)	2944	2920	— 24	2,83
12 Kaiserbergferner	2830	2860	+ 30	1,55
13 Löcherferner	2955	2940	— 15	2,36
14 Seekarlesferner	2930	2910	— 20	2,42
15 Scalettagletscher	2649	2650	+ 1	1,98
16 Gletscher Scalettapaß	2847	2855	+ 8	1,72
17 Vadr. d'Agnel & Traunter Ovas	2852	2853	+ 1	1,96
18 Gh. de Mucia	2597	2600	+ 3	1,94
Ötztal (G. PATZELT)				
19 Bankerferner	2749	2753	+ 4	1,90
20 Gaißbergferner	2750	2750	0	2,00
21 Mittl. Seelenferner	2998	3000	+ 2	1,97
22 Äußerster Seelenferner	3025	3015	— 10	2,25
23 Langtalerferner	2860	2850	— 10	2,14
24 Gurgler Ferner	2911	2920	+ 9	1,85
25 Stockkogelferner	2838	2840	+ 2	1,92
26 Spiegelferner	2983	2950	— 33	2,52
27 Diemferner	3040	3005	— 35	2,30
28 N. Schalfferner	3042	3040	— 2	2,04
29 Schalfferner	2990	3000	+ 10	1,92
30 Niederjochferner	2989	2995	+ 6	1,93
31 Sayferner	3067	3020	— 47	2,95
32 Südl. Kreuzferner	2955	2940	— 15	2,37
33 Hochjochferner	2902	2910	+ 8	1,85
34 Hintereisferner	2890	2880	— 10	1,89
35 Plateiferner	3155	3120	— 35	2,75
36 Taufkarferner	3039	3030	— 9	2,20

d = (SGR LICHTENECKER) — (SGR 2 : 1)

k<sub>pot</sub> ... theoretisches Teilungsverhältnis bei Verwendung der SGR nach LICHTENECKER

der Methode nach LICHTENECKER die Höhe der Schneegrenze bestimmt, kann man das Teilungsverhältnis der Gletscheroberfläche aus der hypsographischen Kurve des Gletschers bestimmen ( $k_{\text{pot}}$  in Tab. 1). Der Mittelwert liegt bei 2,07, der Median bei 2,02 und der Modus bei 1,85. Die Schiefe beträgt + 0,68, der Exzeß der Verteilung 2,85 ( $n = 36$ ). Die Abweichungen der Höhe der Schneegrenze sind praktisch vernachlässigbar klein (Modus + 6,2 m, Median — 0,4 m). Auffallend ist eine leichte Abhängigkeit des Teilungsverhältnisses von der absoluten Höhe der Schneegrenze. Diese stochastische Beziehung deutet darauf hin, daß Gletscher in ozeanischeren Gebieten offenbar mit einem prozentuell kleineren Akkumulationsgebiet auskommen als Gletscher in mehr kontinental getönten Bereichen der Ostalpen, um einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Abgesehen von einigen Ausnahmefällen, z. B. Gletschern mit ausgedehnten, S-exponierten Eisbrüchen scheint die Anwendung eines Teilungsverhältnisses von 2 : 1 gut abgesichert zu sein.

### 3.2. Rekonstruktion der Gletscheroberflächen

Für die Anwendung der Flächenteilungsmethode ist die Rekonstruktion der Oberfläche des entsprechenden Gletschers eine grundlegende Voraussetzung. Diese Rekonstruktion ist im allgemeinen umso verlässlicher, je mehr Moränen von einem einzelnen Gletschervorstoß zur Verfügung stehen und je weniger die allgemeinen morphologischen Verhältnisse Unsicherheiten über den Verlauf und die Zusammensetzung des Gletschers zulassen. Deshalb genügen bei einem Talgletscher oft schon wenige Moränenreste, die die Eismächtigkeit festlegen und die mit einem Längsprofil ergänzt werden können. Sofern genügend, möglichst endnahe Seitenmoränen vorhanden sind, ist eine Rekonstruktion der Gletscherzunge auch ohne Endmoränen möglich. Die Fehler, die sich daraus ergeben können, daß die Zunge zu kurz oder zu lang angenommen wird, sind bei Talgletschern im Vergleich zur gesamten Gletscherfläche verschwindend klein und in ihren Auswirkungen auf die Höhe der Schneegrenze völlig belanglos. Problematisch ist die Rekonstruktion von Kargletschern, die lückenhafte Endmoränenkränze hinterlassen haben. Besonders dann, wenn die Gletscherzunge auf größere Verebnungen hinausreichte, ist eine Rekonstruktion des Gletschers in so einem Fall oft unmöglich, da dann keine Anhaltspunkte für die Gletscherausdehnung bestehen. Problematisch bei jeder Rekonstruktion ist der Übergang vom Akkumulationsgebiet zum Ablationsgebiet. Gerade bei spätglazialen Gletscherständen fehlen hier praktisch immer eindeutige Seitenmoränenreste. In den allermeisten Fällen hilft die Konstruktion eines Längsprofils, wobei darauf zu achten ist, daß unmotiviert Verdickungen und Ausdünnungen des Gletschers vermieden werden müssen.

Jede Rekonstruktion eines Gletschers sollte physikalisch rechtfertigbar sein. Der Idealfall wäre eine rechnerische Rekonstruktion der Gletscheroberfläche oder zumindest eines Zungenlängsprofils (vgl. NYE 1952). Das ist nur in Ausnahmefällen möglich, da in so einem Fall die Randbedingungen (z. B. Form des Gletscherbetts, Talquerprofil, Gefälle des Tales) konstant sein müssen. In jedem Fall ist es aber sinnvoll, bei der Rekonstruktion der Gletscheroberfläche die rechnerische Schubspannung auf das Gletscherbett abzuschätzen (vgl. PATERSON 1969). Wenn bei genügend breitem Gletscherbett der Einfluß der Talwände vernachlässigbar klein wird, sollte sie im Bereich von etwa 1 bar liegen. Zum Zweck der Interpolation zwischen entfernt liegenden Moränenresten läßt sie sich im Zungenbereich auch aus dem durch die Seiten-

moränen vorgegebenen Oberflächengefälle und der Eismächtigkeit ableiten. Besonders nützlich ist dieses Verfahren bei der Rekonstruktion von Karletschern kleineren Ausmaßes.

Problematisch ist die Aussonderung bzw. Berücksichtigung von seitlichen Zuflüssen zu einem größeren Gletscher, wenn auf Grund der vorhandenen Moränen keine eindeutige Situation gegeben ist oder wenn Moränen völlig fehlen, wie das im Steilgelände oft der Fall ist. Um hier trotzdem zu brauchbaren Resultaten zu kommen, können folgende Hilfsmittel berücksichtigt werden (vgl. auch die Erörterungen bei BEELER 1977: 255): Stellung des zu rekonstruierenden Hochstandes in der Serie gegen ältere und jüngere Moränen im Bereich des Haupttales und des seitlichen Zuflusses, schätzungsweise Übertragung der Schneegrenze von zeitgleichen Gletscherhochständen aus der unmittelbaren Nachbarschaft in den kritischen Bereich, um die mögliche Ausdehnung des Seitengletschers abschätzen zu können, Abschätzung der Bedeutung des Zuflusses vom Seitengletscher für den Haupttalgletscher auf Grund der allgemeinen morphologischen Verhältnisse (Breite des zur Verfügung stehenden Gletscherbetts, mögliche Eismächtigkeit), Überprüfung der Auswirkung des Rekonstruktionsergebnisses auf Seitenkare mit eindeutigen morphologischen Verhältnissen (z. B. vollständig erhaltenen Moränensystemen). Keine dieser Vorgangsweisen sollte für sich allein angewendet werden, man kann aber auch nicht erwarten, daß im Einzelfall alle diese Möglichkeiten gleichzeitig angewendet werden können. In jedem Fall können aber auf dieser Basis die Varianten ausgeschieden werden, die sicher nicht möglich sind. Im Zweifelsfall sollte auf eine Rekonstruktion verzichtet werden.

### 3.3. Bestimmung des Bezugswertes

Um die oben angeführten Anforderungen an die Trennschärfe von Schneegrenzberechnungen erfüllen zu können, muß nicht nur die Schneegrenze der einzelnen Gletscher gut näherungsweise bestimmt werden, sondern es muß auch ein brauchbarer Bezugswert für die Schneegrenzdepression definiert werden. Die „heutige“ Schneegrenze ist dazu sicher ungeeignet (GROSS et al. 1978), vor allem deshalb, weil man sie nur in Ausnahmefällen kennt. Deshalb wurde für die weiteren Überlegungen die Schneegrenze des Hochstandes von 1850 als Ausgangspunkt gewählt, die anhand des damaligen Gletscherausmaßes leicht bestimmbar ist. Sie bietet außerdem den Vorteil, daß sie einen Mittelwert darstellt, der die gletschergünstigen Abschnitte des Postglazials repräsentiert (PATZELT 1973). Mit diesen Angaben wurde ein Bezugswert definiert, der als Bezugsniveau (BZN) bezeichnet wird (GROSS et al. 1978: 243). Dieses Bezugsniveau ist eine besondere Form des gewichteten Mittels der Schneegrenze von 1850, bei dem nur Ausgangswerte berücksichtigt werden, die im Bereich des spätglazialen Gletscherstandes bestimmt wurden, für den der Bezugswert gelten soll. Seine Bestimmung soll im folgenden an einem einfacheren und an einem komplizierteren Beispiel erläutert werden.

#### 3.3.1. Mutterbergtal

Für die Rekonstruktion des Egesenmaximalstandes im Mutterbergtal (Abb. 1) (Stubai Alpen) standen die Moränen zur Verfügung, die zum größeren Teil bereits von KINZL (1929, 1932), SENARCLENS—GRANCY (1938 a,

1958), HEUBERGER und BESCHEL (1958) und HEUBERGER (1966) beschrieben wurden (Abb. 1). Damit errechnet sich die Schneegrenze des Mutterberggletschers zur Zeit des Egesenmaximalstandes zu 2564 m.

Die Bestimmung des Bezugsniveaus gestaltete sich einfach. Nahezu die gesamte Fläche des Einzugsgebietes mit Ausnahme des Nordostabhanges des Egesengrates ist heute noch vergletschert. Zur Zeit des Hochstandes von 1850 reichten die Zungen des Fernau- und des Schaufelferners sowie des Daunkogelferners in etwa bis in den Raum, in dem die Schneegrenze des Egesenmaximalstandes verlief. Entsprechend kann sich die Gewichtung der Schneegrenzwerte der Gletscher von 1850 an ihre Flächenausdehnung während des neuzeitlichen Hochstandes anlehnen. Nur für den Daunkopfferner und den kleinen Gletscher östlich des Fernaufeners mußte das Gewicht

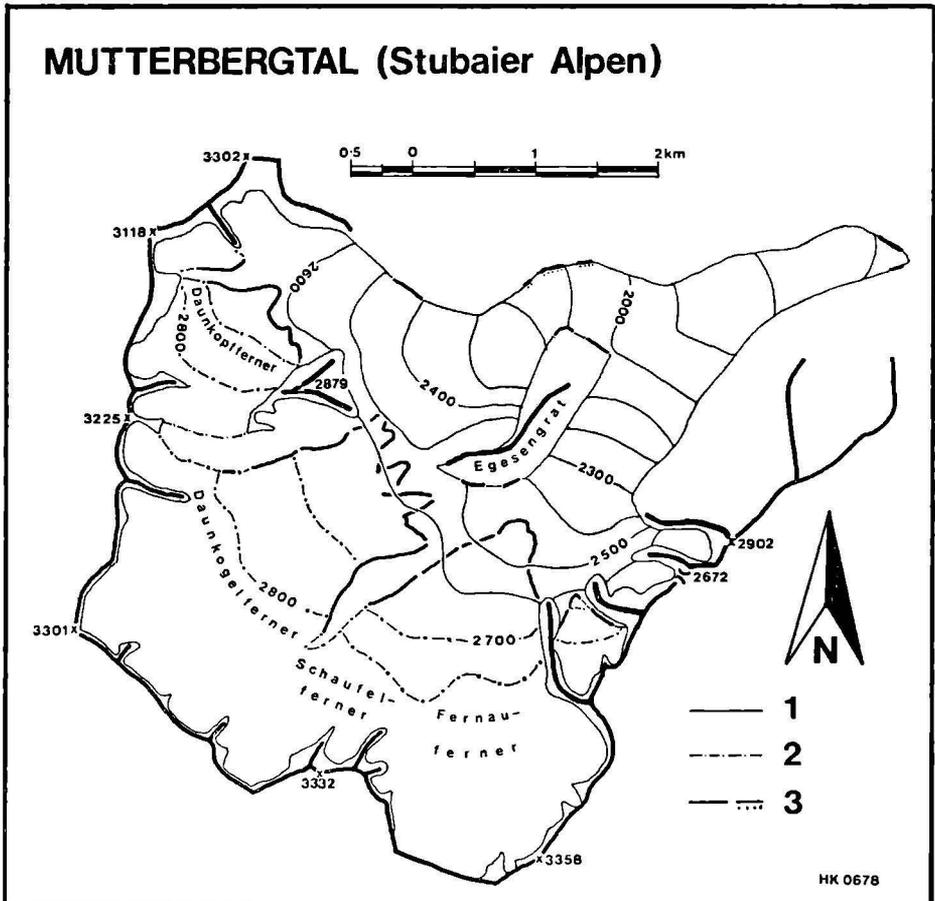


Abb. 1: Ausdehnung des Egesenmaximalstandes im Mutterbergtal, Stubaier Alpen, Tirol

- (1) Gletschergrenzen und Höhenlinien des Egesenmaximalstandes
- (2) Gletschergrenzen und Höhenlinien des Hochstandes von 1850, soweit nicht mit der Egesen-Abgrenzung identisch
- (3) Moränen, Eisrandablagerungen

größer gewählt werden, da im Bereich des Daunkopfferners berücksichtigt werden mußte, daß der Gletscher nicht das ganze Kar ausfüllte, während der Schneegrenzwert des Gletschers E Fernauferner als Schätzwert für den ebenfalls NE-exponierten Teil des egesenzeitlichen Einzugsgebietes am Egesengrat gewählt wurde. Im einzelnen ergaben sich folgende Gewichtungen:

Gletscher E Fernauferner (0,31 km <sup>2</sup> , 2768 m) . . . . .	2
Fernau-Schaufel-Daunkogelferner (9,31 km <sup>2</sup> , 2795 m) . . . . .	9
Daunkopfferner (1,374 km <sup>2</sup> , 2738 m) . . . . .	2

Damit ergibt sich das Bezugsniveau zu 2782 m und die Depression der Schneegrenze des Egesenmaximalstandes an der Typlokalität zu 218 m.

### 3.3.2. Val Frisal

Die Bestimmung der Schneegrenzdepression des Egesenmaximalstandes und des Daunmaximalstandes (Abb. 2) war der komplizierteste Fall im Rahmen der untersuchten Täler. Hier zeigen sich bereits deutlich die Grenzen der Methode, wie sie anhand des Mutterbergtales als einfachem Fall demonstriert wurde. Gleichzeitig läßt sich aber zeigen, daß man mit plausiblen und rechtfertigbaren Annahmen trotzdem noch zu brauchbaren Resultaten kommen kann.

Eine ausführliche, aber in mehreren Punkten anfechtbare Kartierung der Moränen im Val Frisal findet man bei ZOLLER et al. (1966). Vor allem die Vorstöße von Seitengletschern im Raume der Alp Frisal als auch weiter talaus lassen sich nicht zwingend nachweisen. Unterhalb der Alp Frisal zeichnen die vorhandenen Moränen einen beträchtlich großen Talgletscher nach, während die Moränen eines Seitengletschers aus dem Raume Piz Dado (2699 m) nicht gefunden werden konnten. Es handelt sich hier vielmehr um Erosionsformen (KERSCHNER 1976: 160 ff.). Für die Rekonstruktion des Egesenmaximalstandes konnten die Moränen unterhalb der Alp Frisal herangezogen werden, die sowohl morphologisch frisch als auch blockig sind. Für den wahrscheinlichen Daunmaximalstand wurden die Moränen unterhalb Grap Gravigliauna (2077 m) in 1920—1760 m herangezogen, die sich über eine Terrasse, auf der die Alp Nova steht, mit den Moränen bei Chischarolas (1520 m) verbinden lassen. Bei der Rekonstruktion traten vor allem für den Daunmaximalstand einige Abgrenzungsprobleme mit Seitengletschern aus den Karen der steilen Nordflanke auf. Die komplizierte Topographie der Kare und die damit auftretenden Uneindeutigkeiten bei der Rekonstruktion im Akkumulationsgebiet der Kargletscher sowie der sicherlich vernachlässigbare Beitrag dieser Gletscher zur Ernährung des Talgletschers ließen es geraten scheinen, diese Gletscher nicht in die Rekonstruktion miteinzu beziehen. Sie stellen nur eine zusätzliche Quelle von Irrtümern dar. Andererseits lassen die steilen Talflanken, die wenig gegliedert sind, für die Rekonstruktion der Zungenoberfläche wenig Spielraum. Entsprechend der Rekonstruktion ergibt sich die Fläche des Egesenmaximalstandes zu 7,9 km<sup>2</sup> bei einer Schneegrenze von 2384 m, die des Daunmaximalstandes ergibt sich bei einer Fläche von 10,83 km<sup>2</sup> zu 2310 m.

Für die Bestimmung des Bezugsniveaus ist auf Grund der Flächenverteilung im Einzugsgebiet sowohl ein Wert für die Nord- als auch für die Südexposition notwendig. Beide Werte lassen sich nicht direkt bestimmen,

## VAL FRISAL (Vorderrheintal, Graubünden)

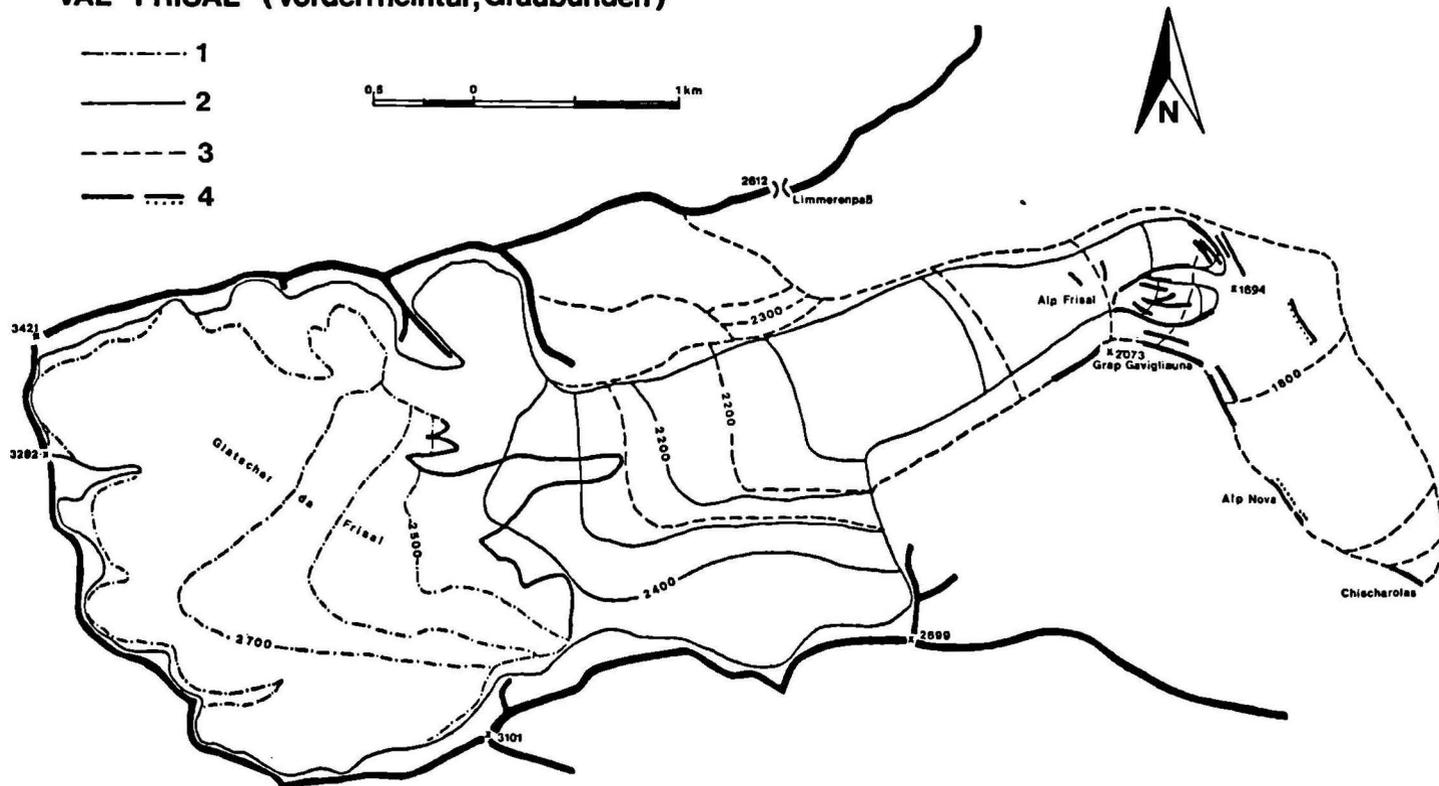


Abb. 2: Ausdehnung des Egesenmaximalstandes und des Daunmaximalstandes im Val Frisal, Vorderrheintal, Graubünden

- (1) Gletschergrenzen und Höhenlinien des Hochstandes von 1850
- (2) Gletschergrenzen und Höhenlinien des Egesenmaximalstandes
- (3) Gletschergrenzen und Höhenlinien des Daunmaximalstandes
- (4) Moränen, Eisrandablagerungen

da der neuzeitliche Gletscher da Frisal in Ostexposition nur einen gemischten Wert liefert.

Aus diesem Grund wurden folgende Annahmen getroffen:

1. Der S-exponierte Teil des Gletscher da Frisal ist etwas größer als der N-exponierte Teil. Beide Gletscherteile verhalten sich etwa wie 5 : 4.

2. Es wurde angenommen, daß die Schneegrenze in S-Exposition auf Grund der Leelage zum Bifertengrat nur 150 m höher liegt als in N-Exposition. Dieser Wert ist eine wahrscheinliche Größenordnung. Auch eine Annahme von 200 m Differenz ergibt keine starken Auswirkungen auf das Endergebnis.

Mit diesen beiden Annahmen kann man auf der Basis der Schneegrenze des Gletscher da Frisal (2655 m) die geschätzte Schneegrenze für N- und S-Exposition aus den beiden Gleichungen berechnen:

$$1. \text{SGR}_{\text{Nord}} = \text{SGR}_{\text{Süd}} - 150 \text{ m}$$

$$2. \text{SGR}_{\text{Ost}} = (5 \text{SGR}_{\text{Süd}} + 4 \text{SGR}_{\text{Nord}}) : 9.$$

Entsprechend errechnet sich der Wert für N-Exposition zu 2573 m, für die Südexposition zu 2722 m.

Die Gewichtung der einzelnen Einzugsgebietsflächen ergab sich wie folgt: Für den Egesengletscher ist das Einzugsgebiet in Nordexposition annähernd doppelt so groß wie in Südexposition. Entsprechend wurde der Nord-Wert mit 2, der Süd-Wert mit 1 gewichtet. Damit errechnet sich der Bezugswert zu 2622 m und die Schneegrenzdepression zu 238 m. Während des Daunmaximalstandes war das S-exponierte Einzugsgebiet etwas größer, sodaß entsprechend den Flächenanteilen sich die Gewichtung zu 4 : 3 = N : S ergab. Damit ergibt sich ein Bezugsniveau von 2636 m und eine Schneegrenzdepression von 326 m gegen 1850. Beide Depressionswerte liegen im Rahmen der Ergebnisse aus den anderen untersuchten Tälern und stehen in keinem Widerspruch zur morphologischen Gliederung der Moränen.

### 3.3.3. Zusammenfassung Bezugsniveau

Man kann, wie aus dem oben gesagten hervorgeht, bei der Bestimmung des Bezugsniveaus den Arbeitsgang folgendermaßen zusammenfassen:

1. Abgrenzung des vom spätglazialen Gletscher eingenommenen Areal.  
2. Bestimmung der Schneegrenze von 1850 für jeden einzelnen innerhalb dieses Bereichs vorkommenden Gletscher.

3. Festlegung der Flächen, für die die einzelnen Werte der Schneegrenze von 1850 typisch sind. Das geschieht im Einzelfall durch das Ausscheiden von Teilströmen, aus denen der Gletscher zusammengesetzt war. Ihre Anzahl sollte die Zahl der neuzeitlichen Gletscher im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers so wenig als möglich überschreiten.

4. Bestimmung von Schätzwerten für neuzeitlich unvergletscherte Bereiche im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers. In diesem Abschnitt tritt die größte Gefahr für einen subjektiven Irrtum auf. Die Verlässlichkeit des Bezugsniveaus ist entsprechend der Anzahl und der räumlichen Verteilung der neuzeitlichen Vergletscherung in loser Form proportional.

5. Die Bestimmung der nach P. 3 festgelegten Flächen kann im allgemeinen durch Schätzung unter Zuhilfenahme von kariertem Papier o. ä. erfolgen, ohne daß daraus ein wesentlicher Irrtum entsteht. Es besteht die Gefahr, daß eine unerreichbare Genauigkeit vorgetäuscht wird, wenn die

Flächen genau bestimmt werden. Diese Flächenwerte werden als Gewicht für die Mittelbildung der Schneegrenze von 1850 verwendet.

6. Aus rechen-technischen Gründen sollte die Bestimmung der Ausgangswerte auf Meter „genau“ erfolgen oder höchstens auf die nächste Zehnerstelle gerundet werden, auch wenn der Einzelwert bekanntermaßen mit einem Fehler behaftet ist, der u. U. in den Bereich von Zehnermetern gehen kann. Erfolgt die Rundung zu früh oder zu grob, können sich die Fehler leicht aufschaukeln.

Aus dem oben Gesagten ergibt sich, daß das Verfahren nur dort angewendet werden kann, wo eine neuzeitliche Vergletscherung existiert. Angaben von Schneegrenzdepressionen in neuzeitlich unvergletscherten Gebieten würden von einem unbekanntem Bezugswert ausgehen und sind daher nicht so aussagekräftig.

### 3.4. Die Depression der Schneegrenze für den Egesen- und den Daunmaximalstand

Nach dem oben beschriebenen Verfahren wurde für 21 Gletscher des Egesenmaximalstandes und 6 Gletscher des Daunmaximalstandes die Schneegrenzdepression bestimmt (Tab. 2). In beiden Fällen läßt sich die Beziehung zwischen der Schneegrenze von 1850 und der des spätglazialen Hochstandes am besten mit einer Regressionsgleichung beschreiben. Damit kann man bei der Angabe von Schneegrenzdepressionen von starren Mittelwerten abgehen und regionale Unterschiedlichkeiten besser berücksichtigen.

Die Beziehung für den Egesenmaximalstand ergibt sich zu

$$\text{SGR}_{\text{Egesen}} = -437 + 1.084 \text{ BZN}$$

bei einem Bestimmtheitsmaß von 0,98. Die Steigung der Regressionsgeraden ist hochsignifikant größer als 1 (vgl. Gross et al. 1978: 244). Daraus kann man die Hypothese ableiten, daß die Depression der Schneegrenze in kontinentaleren Gebieten geringer war als in ozeanischeren Bereichen der zentralen Ostalpen. Das findet letztlich seine Bestätigung in einer sprunghaften Zunahme der Schneegrenzdepression, wenn man in die gegen den Alpenrand zu offeneren Gebiete (z. B. Zillertaler Alpen, Hohe Tauern) geht (vgl. Gross et al. 1978: 244—245).

Ein ähnlicher, noch stärker ausgeprägter Trend ergibt sich aus den Daten für den Daunmaximalstand. Die Beziehung lautet bei einem Bestimmtheitsmaß von 0,99

$$\text{SGR}_{\text{Daun}} = -1250 + 1,35 \text{ BZN.}$$

Gegenüber dieser Beziehung ist allerdings einige Skepsis angebracht, da die Einzelwerte jeweils mit ziemlichen Unsicherheiten belastet sind. Damit kann auch gezeigt werden, daß die hohe Korrelation wohl eher ein Produkt des Zufalls ist. Für das Daunstadium ist diese Beziehung übrigens nicht neu. Sie wurde bereits von BRÜCKNER (PENCK und BRÜCKNER 1901/09: 636) erkannt und mit der alpeleinwärts zunehmenden Kontinentalität begründet.

### 3.5. Vergleich mit anderen Verfahren zur Bestimmung der Schneegrenzdepression

#### 3.5.1. Die „heutige Schneegrenze“ nach KLEBELSBERG (1947) als Bezugswert

In der Literatur wird vielfach die „heutige Schneegrenze“ nach KLEBELSBERG (1947) als Bezugswert für Angaben der Schneegrenzdepression verwen-

Tabelle 2: Vergleich verschiedener Bezugswerte

Talname	SGRE	BZNI	DEP	HSGK	DEP	TPNZ	TPEG	DEP
Langental	2527	2723	196	2900	373	2160	1560	300
Sulzenau	2580	2783	203	3000	420	2220	1470	375
Mutterbergtal	2564	2782	218	3000	436	2300	1590	355
Hohes Moos	2617	2818	201	2900	283	2370	1810	280
Oberbergtal	2653	2852	199	3000	347	2210	1600	305
Lisner Längental <sup>1)</sup>	2504	2722	218	2850	346	2350	1750	300
Gleirschtal <sup>1)</sup>	2570	2761	191	2850	280	2400	2130	135
Zwieselbachtal <sup>1)</sup>	2522	2721	199	2800	278	2420	2140	140
Larstigtal <sup>1)</sup>	2478	2715	237	2850	372	2400	2000	200
Riffelsee	2750	2930	180	3000	250	2480	2160	160
Kaunertal	2692	2898	206	2950	258	1900	1620	140
Kaiserbergtal	2681	2897	216	2950	269	2600	2210	195
Schönferwall	2439	2640	201	2700	261	2500	2000	250
Dischmatal	2516	2731	215	2850	334	2320	1960	180
Val Funtauna	2585	2788	203	2900	315	2540	2150	195
Val Sartiv	2619	2819	200	2900	281	2700	2470	115
Val Bever	2736	2913	177	2950	214	2480	2190	145
Val Forno	2555	2756	201	2950	395	2020	1560	230
Hinterrhein	2392	2616	224	—	—	2290	1580	355
Alpe Mucia	2466	2658	192	—	—	2400	1870	265
Val Frisal	2384	2621	237	—	—	2040	1700	170

SGRE ... Schneegrenze Egesen, BZNI ... Bezugsniveau, DEP ... Schneegrenzdepression, HSGK ... „heutige Schneegrenze“ nach KLEBELSBERG (1947), TPNZ ... tiefster Punkt der neuzeitl. Vergletscherung, TPEG ... tiefster Punkt der Egesenvergletscherung.

<sup>1)</sup> Werte bestimmt auf Basis der Kartierung von HEUBERGER (1966).

det (vgl. dazu MAYR und HEUBERGER 1968: 145). KLEBELSBERG bestimmte die „heutige Schneegrenze“ der Ostalpen anhand von Kartenmaterial, das zum Teil bis in den Zeitraum der Jahrhundertwende zurückreichte, mit der Gipfelmethode und auf Grund seiner reichen Erfahrung. Die Karte ist sehr kleinmaßstäbig konzipiert und kann nur in einigen Teilen der Ostalpen anhand von schriftlichen Berichten ergänzt werden. Vereinfacht man nun die solcherart bestimmte „Vergletscherungsgrenze“ (ÖSTREM 1966) mit der mittleren Gleichgewichtslinie eines spätglazialen Gletscherstandes, so muß man erwarten, daß das Ergebnis nicht allzu verlässlich ist, da beim Bezugswert auf die lokalen Besonderheiten eines Gebietes nur zufällig Rücksicht genommen wird. Entsprechend schlecht ist die Beziehung:

$$SGR_{\text{Egesen}} = 314 + 0,78 \text{ HSGR}_{\text{Klebelberg}}$$

Die Residualstreuung beträgt 63 m, der Mittelwert 317 m. Eine wesentlich präzisere Aussage als die, daß die Schneegrenzdepression des Egesenmaximalstandes gegen „heute“ irgendwo zwischen 200 und 400 m lag, läßt sich damit nicht ableiten. Es kann nicht verwundern, daß MAYR und HEUBERGER (1968: 147) zur Ansicht kamen, daß die Parallelisierung von spätglazialen Gletscherständen mit der Angabe von Schneegrenzdepressionen „very inaccurate“ sei.

### 3.5.2. Die d/2-Methode

Diese Methode wurde von ZIENERT (u. a. 1965, 1967, 1970, 1973) in ausgedehnterem Umfang bei Untersuchungen von Gletschervorstößen in den Alpen und in den deutschen Mittelgebirgen angewendet. Der Grundgedanke ist der, daß die halbe Differenz zwischen der Höhe von Endmoränen zweier

verschieden alter Gletscherstände ungefähr der Schneegrenzdepression des unteren Standes gegen den oberen Stand gleichkommt. Sie kann damit leicht aus der Methode von LOUIS (1955) oder der Methode HÖFER (1878) abgeleitet werden, wie schon VARDANIANZ (1931: 113—114) zeigte. Sie hat den Vorteil, daß sie unabhängig von einer „heutigen“ o. ä. Schneegrenze arbeiten kann. Der Nachteil des Verfahrens liegt darin, daß Besonderheiten der lokalen Topographie sehr stark in die Größe der Schneegrenzdepression eingehen. Man kann daher nur Richtwerte erwarten.

Die Beziehung zwischen dem tiefsten Punkt von 1850 und dem des Egesenmaximalstandes lautet ( $n = 21$ )

$$TP_{\text{Egesen}} = -933 + 1,2 TP_{1850}.$$

Der Mittelwert der Schneegrenzdepression gegen 1850 liegt bei 228 m. Die Standardabweichung ist mit 81 m allerdings recht groß. Von der Streuung um den Mittelwert bei Verwendung der „heutigen Schneegrenze“ nach KLEBELSBERG (s. o.) ist sie allerdings nicht signifikant verschieden. Damit ist die d/2-Methode unter den einfacheren Methoden sicher die empfehlenswertere.

Bei konstanten topographischen Verhältnissen, z. B. flach abfallenden Talböden, eignet sich die d/2-Methode zur Interpolation zwischen Gletscherständen, deren Schneegrenzdepression exakter bestimmt wurde. Größeren Depressionswerten als 50—100 m, die mit dieser Methode bestimmt wurden, sollte man allerdings mit Vorsicht begegnen.

### 3.6. Überprüfung der morphologischen Argumentation bei der Unterscheidung zwischen Daun und Egesen

In einem geeigneten Testgebiet kann man die Regressionsgleichung zwischen der Egesenschneegrenze und dem Bezugsniveau dazu verwenden, die morphologische Argumentation bei der Serientrennung zu testen. Besonders gut eignet sich dazu das Dischmatal, da es reich an Moränen ist. Durch den mäßig geneigten Talboden kann man mit der d/2-Methode recht verlässlich die Schneegrenzdepression einzelner Gletscherstände im Rahmen der exakter bestimmten Angaben interpolieren.

Aus den Werten in Tab. 2 wurde die Beziehung zwischen der Egesenschneegrenze und dem Bezugsniveau ohne den Werten für das Dischmatal berechnet, sie ergibt sich bei  $n = 20$  zu

$$SGR_{\text{Egesen}} = -433 + 1,082 \text{ BZN}.$$

Daraus errechnet sich die theoretische Höhe der Egesenschneegrenze im Dischmatal bei einem Bezugsniveau von 2731 m zu 2523 m. Dieser Wert ist praktisch identisch mit dem Wert aus den Geländedaten (2516 m). Die rechnerische Schneegrenzdepression ergibt sich zu 208 m. Nimmt man als Unsicherheitsbereich den zweifachen Betrag der Residualstreuung der Regressionsgleichung (28 m) an, so ergibt sich daraus ein möglicher Streuungsbereich für die Depression der Egesenschneegrenze im Dischmatal von 180—236 m für den Maximalstand. Von diesem Blickwinkel kommen daher die Gletscherstände zwischen der Kote 1944.7 m und dem Gasthof Dürrboden (einschließlich) für den Egesenmaximalstand in Frage. Vergrößert man das Risiko einer Fehlaussage und reduziert den Unsicherheitsbereich auf den Betrag der einfachen Residualstreuung (14 m), so schränkt sich der mögliche Rahmen für den Egesenmaximalstand auf die Moränen zwischen Schürlialp — Großalp (ausschließlich) und die unmittelbar an den Egesen-

maximalstand anschließenden Moränen außerhalb Dürrbodens ein. Damit scheiden auch sämtliche Moränen aus, die von einem morphologischen Gesichtspunkt her ins Daun gestellt werden müßten.

#### 4. Blockgletscher

In den untersuchten Tälern kommen an verschiedenen Stellen fossile Blockgletscher vor, die in Höhen liegen, in denen unter den klimatischen Bedingungen des Postglazials Permafrost nicht mehr erwartet werden kann. Zusammen mit den aktiven Blockgletschern derselben Räume können sie zu einer Erweiterung des klimageschichtlich interpretierbaren Materials herangezogen werden.

Aktive Blockgletscher werden im Sinne von WAHRHAFTIG und COX (1959), fossile Blockgletscher werden nach BARSCH und KING (1975) definiert. Sie entsprechen den „inactive rock glaciers“ der amerikanischen Literatur. Fossile Blockgletscher enthalten kein Eis mehr. Dafür spricht u. a. das zwar noch erhaltene, aber eingefallene charakteristische Oberflächenrelief.

Blockgletscher werden heute im allgemeinen als Permafrosterscheinungen aufgefaßt (WAHRHAFTIG und COX 1959, BARSCH 1969 a u. b, 1973, WHITE 1971, 1976, WASHBURN 1973 u. a.). Die von einigen, vornehmlich älteren Autoren vertretene Meinung, daß es sich bei den Blockgletschern um die schuttbedeckten Reste von Gletschern der neuzeitlichen Hochstände handelt, ist heute ebensowenig in dieser allgemeinen Form haltbar wie die Auffassung, daß es sich um Erscheinungen des Durchtränkungsfließens handelt (DRYGALSKI und MACHATSCHEK 1942, KLEBELSBERG 1948/49, PILLEWIZER 1957, KLAER 1962, 1974, E. VORNDRAN 1969, WHALLEY 1974 sowie CHAIX 1919, DOMARADZKI 1951, HÖLLERMANN 1964).

##### 4.1. Zeitliche Stellung der tiefliegenden fossilen Blockgletscher in den untersuchten Tälern

Für die weiteren Schlußfolgerungen kommen aus den untersuchten Tälern vor allem die fossilen Blockgletscher des Kuhgschwezes (Oberbergthal, Stubai Alpen), des Kaiserbergtales (west. Ötztaler Alpen) und der Kare der Südseite des Ferwall in Frage. Alle diese Blockgletscher liegen innerhalb von Moränen des Daunstadiums (KERSCHNER 1978), womit eine zeitliche Eingrenzung ihrer Aktivität gegen ältere Zeitabschnitte gegeben ist. Andererseits liegen sie in Höhen von ungefähr 500—600 m unterhalb der heutigen aktiven Blockgletscher in vergleichbarer topographischer Situation und gleicher Exposition. Die obere Grenze ihres Aktivitätszeitraumes ist durch die rasche klimatische Besserung an der Wende von der Jüngeren Dryas zum Präboreal gegeben. Seit mindestens 9500 Jahren waren die klimatischen Verhältnisse nie mehr so, daß in den entsprechenden Höhenlagen Permafrost existieren hätte können (vgl. PATZELT 1973, WELTEN 1972). Obendrein lassen sich einige dieser Blockgletscher mit Moränen des Egesenstadiums in Verbindung bringen. Sie müssen zumindest einen großen Teil des Schuttes, aus dem sie bestehen, von Moränen egesenzeitlicher Gletscher bezogen haben (KERSCHNER 1978). Damit liegt es nahe, den Aktivitätszeitraum dieser Blockgletscher mit dem Egesenstadium zu parallelisieren.

Für eine weitergehende klimageschichtliche Interpretation sind Blockgletscher beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse nicht so gut geeignet wie die Gletscher, die sich anhand der Moränen rekonstruieren lassen. Wohl

reagieren Blockgletscher mit ihrer Fließgeschwindigkeit rasch auf Änderungen ihrer klimatischen Umwelt (BARSCH und HELL 1975), in absoluten Beträgen bleibt aber ihre Fließgeschwindigkeit und damit die Zunahme ihrer Ausdehnung immer noch klein. Dazu muß die Aktivitätsphase eines größeren Blockgletschers in Jahrhunderten, wenn nicht Jahrtausenden gemessen werden, sodaß von dieser Seite her nur eine Information über einen entsprechend langen Zeitraum zur Verfügung steht. Frühere Phasen des Aktiv- und Fossilwerdens (sofern sie vorgekommen sind) können an den heute vorhandenen fossilen Blockgletschern praktisch nicht mehr abgelesen werden. Damit fällt eine feinere Differenzierungsmöglichkeit für eine klimageschichtliche Information weg. Obendrein ist nicht geklärt, inwieweit die Permafrostvorkommen, die durch die Blockgletscher erfaßbar sind, im Gleichgewicht mit den zu ihrer Aktivitätszeit herrschenden klimatischen Bedingungen standen. Einerseits können fossile Blockgletscher nur ein Bild von einer möglichen minimalen Permafrostverbreitung bieten, andererseits kann ein Blockgletscher durch seine Fließbewegung kurzfristig Permafrost in Höhen transportieren, in denen er sonst nicht mehr vorkommen würde (HAEBERLI 1975: 96). Weitere systematische Untersuchungen dieses Fragenkreises sind dringend notwendig.

##### *5. Die zeitliche Stellung des Egesen- und Daunstadiums*

Bis jetzt ist es sowohl für das Daun- als auch für das Egesenstadium nur möglich, Mindestalter für das Eisfreiwerden der betroffenen Gebiete anzugeben. Dabei ist die Situation für die Datierung des Eisfreiwerdens nach dem Egesenstadium ungleich günstiger als für die altersmäßige Festlegung des Daunstadiums, da die meisten <sup>14</sup>C-Daten aus Sedimenten stammen, die innerhalb von Egesenmoränen liegen.

Ältere Versuche zur Festlegung der zeitlichen Stellung dieser Stadien wurden bereits in der Einleitung erwähnt. In jüngerer Zeit wurde von Schweizer Forschern das Daun im klassischen Sinne (ZOLLER et al. 1966, 1972, MÜLLER 1972, KLEIBER 1974) mit der Piottionokaltphase (ZOLLER 1960, ZOLLER und KLEIBER 1971) gleichgesetzt. Damit würde das klassische Daun einer Klimaverschlechterung in der ersten Hälfte des Präboreals entsprechen. Die Piottinokaltphase war lange Zeit der Gegenstand einer intensiven Debatte unter Pollenanalytikern (ZOLLER 1960, LANG 1961, ZOLLER und KLEIBER 1971, ZOLLER et al. 1972, WELTEN 1972 u. a.). Durch eine systematische Neuuntersuchung des Moores auf der Bedrina (obere Leventina, Tessin), der Typlokalität von ZOLLER (1960) für die Piottinokaltphase, konnte KÜTTEL (1977) mit umfangreichen Serien von Radiokarbondaten zeigen, daß die Piottinokaltphase im Sinne von ZOLLER (1960) zeitlich mit der Jüngeren Dryas identisch ist, wobei die Klimaverschlechterung noch in das beginnende Präboreal gereicht haben kann. Gleichzeitig konnte KÜTTEL (1977) zeigen, daß gerade in den kritischen Abschnitten im Zeitraum der Wende von Jüngerer Dryas zum Präboreal große Schwierigkeiten bei einer genauen und verlässlichen Anwendung der Radiokarbondatierung bestehen. Eine eigene Klimaverschlechterung in der ersten Hälfte des Präboreals, die von der Jüngeren Dryas deutlich getrennt ist, konnte nicht nachgewiesen werden.

Für das Egesenstadium stehen bis jetzt folgende Mindestalter zur Verfügung:

Oberbergtal (Stubai Alpen) 9630 ± 95 BP (Hv-6646)

Das Datum entstammt der Basisprobe an organischer Substanz aus einem Moor, das in einem Rundbuckelgelände 150 m südlich der Franz Senn Hütte in 2165 m Höhe gewachsen ist (Abb. 3). Dieses Moor liegt von den Bächen soweit abgesetzt, daß eine Störung der Sedimentation sicher ausgeschlossen werden kann. Die Probe stammt aus einem Profil, das mit einem Geonor-Bohrgerät erbohrt und in weiterer Folge von WEIRICH (1977) pollenanalytisch untersucht wurde. Der datierte Abschnitt umfaßt 7 cm *Gytia* und schließt unmittelbar an die untersten 2 cm blaugrauen Schluff (wahrscheinlich

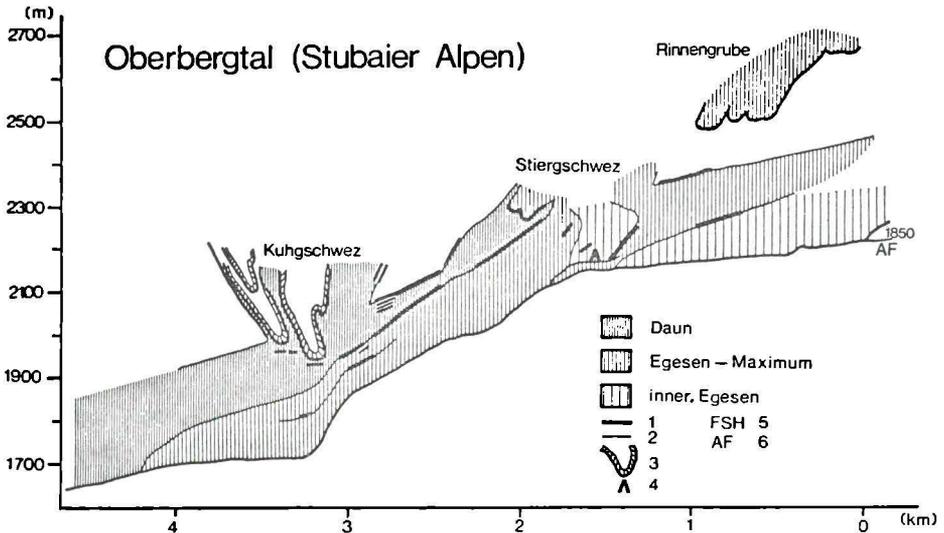


Abb. 3: Längsprofil des Oberbergtales, Stubai Alpen, Tirol, 2,5fach überhöht  
 (1) Moränen  
 (2) hypothetischer Gletscherrand  
 (3) fossiler Blockgletscher  
 (4) Entnahmestelle des Pollenprofils mit dem Basisdatum 9630±95 BP  
 (5) Franz Senn Hütte  
 (6) Zungenende des Alpeiner Ferners zur Zeit des Hochstandes von 1850

Gletschertrübe) an. Im Pollenprofil zeigt sich eine Vegetationsentwicklung, die mit einer Pionierphase einsetzt (u. a. *Juniperus*, *Artemisia*, 1 Korn *Ephedra distachia*). Die Pionierphase wird sehr rasch von der Wiederbewaldung abgelöst. Im oberen Teil der datierten Probe zeichnet sich Eichenmischwald als Fernflug ab, womit das Datum gut bestätigt ist. Im Raume Innsbruck ist Eichenmischwald bereits vor 9500 BP belegt (PATZELT und BORTENSCHLAGER 1976). Als weitere Zeitmarke kann der *Picea*-Anstieg gewertet werden, der in 325 cm, 15 cm oberhalb der datierten Probe einsetzt. Auch diese Zeitmarke bestätigt gut das Datum (PATZELT und BORTENSCHLAGER 1976).

Daraus kann man schließen, daß zumindest der vorletzte, wenn nicht der letzte Vorstoß des Egesenstadiums in diesem Raum vor 9600 BP stattgefunden haben müssen, da das Moor, das nur 1,5 km von der Zunge des Alpeiner Ferners entfernt liegt, ansonsten unter Eis begraben gewesen wäre. Da die

Übergangszone zwischen organischen und anorganischen Ablagerungen im Profil nur wenige Zentimeter mächtig ist, kann man schließen, daß innerhalb sehr kurzer Zeit nach dem Eisfreiwerden der anschließende Hang durch eine Vegetationsdecke stabilisiert wurde. In weiterer Folge finden sich im Moor nur mehr unregelmäßige, stark schwankende, im Ganzen aber unbedeutende anorganische Beimengungen.

Ötztal (PATZELT und BORTENSCHLAGER 1976)

Wildmoos (1435 m)	10 235 ± 80 BP (Hv—5443)
Atemlöchermoos (1790 m)	10 100 ± 115 BP (Hv—5446)

Beide Daten sind Mindestalter für das Eisfreiwerden im Zungenbereich des Ötztaler Egesengletschers.

Anhand von Großrestfunden und des Pollenprofils kann gezeigt werden, daß während des Egesenstadiums die Waldgrenze nicht unter 1800 m herabgedrückt wurde.

Pillermoos (1760 m)	9950 ± 290 BP (VRI—365)
---------------------	-------------------------

Das Moor liegt mehr als 15 km innerhalb des Zungenendes des Egesenmaximalstandes, der über Sölden hinausreicht. Der Raum des Moores war während des Egesenmaximalstandes von 350 m mächtigem Eis bedeckt.

Kaunertal (FELBER 1970)

Bohrung C 11	9390 ± 160 BP (VRI—32)
Jägerhaus	9370 ± 160 BP (VRI—35)

Beide Daten entstammen Holzproben aus der Talverschüttung innerhalb der Moränen des Egesenmaximalstandes.

Diese Datierungen lassen sich noch durch ein Mindestalter für das Cavagliastadium des Palügletschers im Berninagebiet (9635 ± 160 BP, UZ-46, BEELER 1977: 261 ff) ergänzen. Nach den Beschreibungen bei BEELER (1977: 210, 214) könnte das Cavagliastadium dem Egesen gleichzusetzen sein.

Anhand dieser Datierungen läßt sich zeigen, daß es nicht mehr gerechtfertigt ist, das Daunstadium in das Präboreal zu datieren (s. o.), umso mehr, als es sich bei den Moränen bei der Alp Frisal, die der Daundatierung von ZOLLER et al. (1966) zugrundeliegen, um Moränen des Egesenstadiums handelt (siehe S. 35). Bereits um 9600 BP war in den zentralen Stubai Alpen in Höhen um 2100 m die Wiederbewaldung voll im Gang, im Ötztal dürften die Verhältnisse ähnlich gewesen sein. Nach dem offenbar raschen Zerfall der egesenzeitlichen Gletscher (PATZELT und BORTENSCHLAGER 1976) zu schließen, dürfte die Klimaverbesserung nach dem Egesenstadium sehr rasch vor sich gegangen sein. Aus dem Ausmaß der fossilen Blockgletscher (KERSCHNER 1978) kann man für die Klimaverschlechterung einen Zeitraum von rund 500—1000 Jahren annehmen. Das würde zusammen mit den Datierungen dafür sprechen, daß das Egesenstadium in die Jüngere Dryas zu stellen wäre. Inwieweit es noch in das Präboreal reichte, kann nicht genau gesagt werden, allzu lange dürfte es aber nicht gedauert haben. Unklar ist in diesem Zusammenhang die zeitliche Stellung der innersten, kleinsten Vorstöße des Egesenstadiums mit einer Schneegrenzdepression von 80—100 m gegen 1850 (Kromerstand, Gross et al 1978). Auch dieser Stand muß vor mehr als 9500 BP stattgefunden haben, da bereits im Zeitraum von 9200—9600 BP die Gletscher im Rahmen der neuzeitlichen Größenordnung wieder vorstießen (PATZELT 1973).

Weitgehend unklar ist die zeitliche Stellung des Daunstadiums. Moorablagerungen am Malojapaß, die auf Moränen des Daunstadiums gewachsen sind, wurden von KLEIBER (1974, Moor Maloja-Dorf) pollenanalytisch untersucht. Auf Grund des pollenanalytischen Befundes und des Basisdatums von  $10\,700 \pm 100$  BP nimmt KLEIBER (1974: 32) mit aller Vorsicht Allerød als Beginn der Sedimentation an. Entsprechend müßten die Daunmoränen in der Älteren Dryas abgelagert worden sein. Damit wäre der Zeitraum des deutlichen Gletscherrückzuges nach dem Daunstadium, der vom Neuvorstoß des Egesenstadiums abgelöst wurde (HEUBERGER 1966, PATZELT und BORTENSCHLAGER 1976) und der den Raum für die Bildung großer Blockgletscher freimachte, mit dem Allerød gleichzusetzen.

Damit erscheint die Gliederung von PATZELT (1975:311) mit einer Gleichsetzung von Egesen und Jüngerer Dryas und Daun und Älterer Dryas die zur Zeit wahrscheinlichste Möglichkeit für eine Datierung dieser Stadien zu sein. Entsprechend würde das Egesenstadium zeitlich den Moränen der Jüngeren Dryas in Skandinavien (Råmoränen, Mittelschwedische Moränen, Salpauselkä) und der Loch Lomond Readvance in Schottland (SISSONS 1976) zuzuordnen sein. Das Gschnitzstadium, das bisher traditionell mit der Jüngeren Dryas gleichgesetzt wurde, muß wahrscheinlich vor das Bölling-Interstadial gestellt werden (PATZELT 1975).

## 6. Versuch einer klimageschichtlichen Interpretation

Für eine klimageschichtliche Interpretation steht folgendes Material zur Verfügung: die Schneegrenzdepression gegen 1850, die Höhendifferenz zwischen den aktiven und den egesenzeitlichen fossilen Blockgletschern und qualitative Kriterien der Moränen.

Im gesamten kontinentalen Zentralalpenraum beträgt die Schneegrenzdepression des Egesenstadiums gegen 1850 ziemlich konstant rund 200 m. In den etwas ozeanischer getönten Gebieten (Hinterrhein, Tödigruppe, randliche Stubai Alpen) nimmt sie auf 240 m zu und erreicht in den Hohen Tauern, die besonders gegen den Nordalpenrand exponiert sind, 300 m (Gross et al. 1978). Rechnet man diese Werte in die Temperaturdepression der Ablationsperiode (etwa Mai—September) um, so erhält man Werte von etwa 1,3—2,0 Grad gegen 1850 oder 2—2,6 Grad gegen „heute“ (IHD, Internationale Hydrologische Dekade 1965—1974). Diese Abnahme der Temperaturdepression gegen den Zentralraum würde bedeuten, daß die thermische Begünstigung des Zentralraumes der westlichen Ostalpen zur Zeit des Egesenstadiums noch ausgeprägter war als heute (vgl. FLIRI 1975). Das ist wahrscheinlich nur zu einem Teil richtig (s. u.)

Die Depression der mittleren Höhe der Egesen-Blockgletscher bewegte sich in einem Rahmen von etwa 500—600 m (BARSCH and KING 1975, KERSCHNER 1978) und war, soweit das spärliche vorhandene Datenmaterial schließen zuläßt, wahrscheinlich räumlich sehr konstant. Daraus kann man mit Vorsicht ableiten, daß die Depression der Jahresmitteltemperatur gegen „heute“ rund 4 Grad betrug, also fast doppelt so viel wie die Depression der Sommertemperatur. Daraus ergibt sich, daß die thermische Kontinentalität während dieser Zeit deutlich größer war als heute. Vor allem die Winter müssen wesentlich kälter und damit auch trockener gewesen sein. Entsprechend den kälteren Verhältnissen muß auch das Kondensationsniveau durchschnittlich tiefer gelegen sein, sodaß die Abschirmung der Zentralalpen da-

mals bereits in weiter vorgeschobener Position und wohl auch intensiver wirksam wurde. Man wird daher einen Teil der scheinbaren, sich aus der Abnahme der Schneegrenzdepression ergebenden stärkeren thermischen Begünstigung des Alpeninneren als nicht reell bezeichnen können. Die Veränderlichkeit der Schneegrenzdepression hängt wahrscheinlich am meisten von den Unterschieden in der Niederschlagsverteilung ab und sollte nicht rein thermisch interpretiert werden.

Unter dem Aspekt der ausgedehnteren Permafrostverbreitung wird man wahrscheinlich auch den auffälligen Blockreichtum mancher Egesenmoränen und die Überformung der Daunmoränen erklären können (HAEBERLI 1975: 157). Inwieweit die Überformung der Daunmoränen zur Gänze der egesenzeitlichen Klimaverschlechterung und ihren Folgen zuzuschreiben ist, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden (vgl. dazu HEUBERGER 1966, Kap. 5 b). Es ist durchaus möglich, daß sie bereits vor dem Egesenstadium weit fortgeschritten war.

Für das Daunstadium lassen sich zur Zeit nur Schlußfolgerungen über die Depression der Sommertemperatur anstellen (PATZELT 1975). Sie dürfte um rund 2,5—3,0 Grad unter der heutigen Sommertemperatur gelegen sein. Die Temperaturverhältnisse zu dieser Jahreszeit waren also während des Daunstadiums nicht viel anders als während des Egesenstadiums.

Für das Egesenstadium stehen die klimageschichtlichen Schlußfolgerungen gut mit den vegetationsgeschichtlichen Ergebnissen für den Zeitraum der Jüngeren Dryas überein (WELTEN 1972: 69).

Insgesamt läßt sich aus diesen kurzen klimageschichtlichen Erörterungen folgern, daß während des Egesenstadiums in den Alpen vorläufig zum letzten Mal späteiszeitliche Klimaverhältnisse herrschten. Damit ist auch der Zeitraum des Zerfalls der letzten Gletscher des Egesenstadiums (Wende Jüngere Dryas/Präboreal) wohl die sinnvollste Trennung zwischen Alpinem Spätglazial und Alpinem Postglazial (PATZELT und BORTENSCHLAGER 1976).

#### Literaturverzeichnis

- ANONYM (1969): Mass Balance Terms. *Journal of Glaciology* 8: 3—7.
- ARNBERGER, E. und E. WILTHUM (1952/53): Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart. *Jb. d. OÖ. Musealvereins* 97: 181—214 u. 98: 187—215.
- BARSCHE, D. (1969 a): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Z. f. Geomorphologie N. F., Suppl. Bd. 8*: 11—30.
- ders. (1969 b): Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. *Geogr. Helvet.* 24: 10—12.
- ders. (1973): Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Z. f. Gletscherkd. Glazialgeol.* 9: 143—167.
- BARSCHE, D. u. G. HELL (1975): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtel 1, Oberengadin, Schweizer Alpen. *Z. f. Gletscherkd. Glazialgeol.* 11: 111—142.
- BARSCHE, D. u. L. KING (1975): An Attempt to Date Fossil Rock Glaciers in Grison, Swiss Alps (A Preliminary Note). *Quaestiones Geographicae* 2: 5—14.
- BEELER, F. N. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapaßgebiet (Süd-rätische Alpen). *Ergebnisse der wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark XV/77*: 131—276.
- BRÜCKNER, E. (1904): Die Eiszeiten in den Alpen. *Geogr. Zeitschr.* 10: 569—578.
- CHAIX, A. (1919): Coulées de blocs (rock glaciers, rock streams) dans le Parc National Suisse de la Basse Engadine. *C. r. d. séances de la Société de physique et d'histoire naturel de Geneve.*

- DOMARADZKI, J. (1951): Blockstörme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wiss. Untersuch. im Schweizer Nationalpark N. F. III/24: 177—235.
- DRYGALSKI, E. v. u. F. MACHATSCHKE (1942): Gletscherkunde. Enzyklopädie der Erdkunde, Deuticke, Wien, 261 S.
- FELBER, H. (1970): Vienna Radium Institute Radiocarbon Dates I. Radiocarbon 12/1: 298—318.
- FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Monographien zur Landeskunde von Tirol I, Wagner, Innsbruck, 454 S.
- FRECH, F. (1903): Das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Z. d. D. u. Ö. A. V. 34: 1—31.
- GROSS, G., H. KERSCHNER u. G. PATZELT (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Z. f. Gletscherkd. Glazialgeol. XII/2: 223—251.
- HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Fluelapaß und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitt. Versuchsanst. f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie ETH Zürich, 17, 221 S.
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. Wiss. A. V. Hefte 20, 126 S.
- ders. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eiszeitalter u. Gegenwart 19: 270—275.
- HEUBERGER, H. u. R. BESCHEL (1958): Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubaal (Tirol). Geograph. Forschungen (Festschrift f. H. KINZL). Schlern-Schriften 190: 73—100.
- HÖFER, H. v. (1878): Gletscher- und Eiszeitstudien. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl. 1, 79: 331—367.
- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern, Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953—1968. Z. f. Gletscherkd. Glazialgeol. 6: 37—90.
- ders. (1971): Über Beziehungen zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners (Ötztaler Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vent. Annalen d. Meteorologie N. F. 5: 259—264.
- HOINKES, H., E. DREISEITL u. H. P. WAGNER (1974): Mass Balance of Hintereisferner and Kesselwandferner 1963/64 to 1972/73 in Relation to the Climatic Environment, Preliminary Results of the Combined Water, Ice and Heat Balance Project in the Rofental. IHD — Activities in Austria 1965—1974, Report to the International Conference on the Results of the IHD, 2.—14. Sept. 1974 in Paris, Wien: 42—53.
- HÖLLERMANN, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). Z. f. Geomorphologie N. F., Suppl. Bd. 4, 257 S.
- HORMANN, K. (1975): Maßstabsabhängige Größen und Begriffe in der Geographie erläutert an den Beispielen Hangneigung, Bevölkerungsdichte, Klima, Schnee- und Baumgrenze, Pflanzenformation. Gießener Geogr. Schrift. 32: 181—193.
- LOUIS, H. (1955): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geograph. Taschenbuch 1954/55: 414—418.
- KERSCHNER, H. (1976): Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. Diss. Naturwiss. Fakult. Univ. Innsbruck, 305 S.
- ders. (1978): Paleoclimatic Inferences from Late Würm Rock Glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. Arctic and Alpine Research 10/3, in Druck.
- KINZL, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Gletscherkd. 17: 66—121.
- ders. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblancgruppe. Z. f. Gletscherkd. 20: 269—397.
- KLAER, W. (1962): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. Heidelberger Geograph. Arb. 11, 135 S.
- ders. (1974): Kritische Anmerkungen zur neueren Literatur über das Blockgletscherproblem. Heidelberger Geogr. Arb. 40: 275—291.
- KLEBELSBERG, R. v. (1947): Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Mitt. d. Naturwiss.-Medizin. Vereins Innsbruck, 47: 9—32.
- ders. (1948/49): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Springer, Wien, 2 Bd., 1028 S.

- KLEIBER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I. Bot. Jahrb. Syst. 94: 1—53.
- KÜTTEL, M. (1977): Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottinoschwankung (Jüngere Dryas). *Boreas* 6: 259—274.
- LANG, G. (1961): Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen. Bemerkungen zur Arbeit von H. Zoller: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz, 1960. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 12: 9—17.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verh. d. III. int. Quartär Konferenz 1936*: 141—147.
- MAYR, F. u. H. HEUBERGER (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. in: G. M. RICHMOND (edit.): *Glaciation of the Alps*, Univ. of Colorado Stud. Earth Sciences 7: 143—165.
- MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geograph. Helvet.* 22: 105—228.
- MÜLLER, H. J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein und Lukmaniergebiet. *Flora* 161: 333—382.
- NYE, J. F. (1952): A Comparison between the Theoretical and the Measured Long Profile of the Unteraar Glacier. *Journal of Glaciology* 2: 103—107.
- ØSTREM, G. (1966): The Height of the Glaciation Limit in Southern British Columbia and Alberta. *Geografisk. Annal.* 48 A: 126—138.
- PATERSON, W. S. B. (1969): *The physics of glaciers*. Vieweg, Braunschweig (Pergamon Press), 250 S.
- PATZELT, G. (1972): Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpenglazialern. *Ber. d. Dt. Bot. Ges.* 85: 47—57.
- ders. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Z. f. Geomorphologie N. F., Suppl. Bd.* 16: 25—72.
- ders. (1975): Unterinntal—Zillertal—Pinzgau: Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung, mit einem Beitrag von Hugo PENZ. *Innsbrucker Geogr. Stud.* 2: 309—329.
- PATZELT, G. u. S. BORTENSLAGER (1976): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). In: B. FRENZEL (Hrsg.): *Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“*, Stuttgart: 120—135.
- PENCK, A. u. E. BRÜCKNER (1901/09): *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3. Bd., C. H. Tauchnitz, Leipzig: 1199 S.
- PILLEWIZER, W. (1957): Untersuchungen an Blockströmen der Öztaler Alpen. *Abh. d. Geogr. Inst. F. U. Berlin* 5: 37—50.
- SALATHE, R. (1961): Die stadiale Gliederung des Gletscherrückzuges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. *Verh. d. Naturforsch. Ges. Basel* 72: 137—230.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v. (1938 a): Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. *Jahrbuch d. Geol. B. A.* 88: 13—24.
- ders. (1938 b): Das Höchstmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im Inneren Ötztal. *Jahrbuch d. Geol. B. A.* 88: 25—34.
- ders. (1938 c): Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. *Jahrbuch d. Geol. B. A.* 88: 1—12.
- ders. (1938 d): Moränenstudien in Ost- und Nordtirol und in den Gasteiner Bergen (Versuch einer Neugliederung der Stadien). *Verh. d. III. Internat. Quartär Konferenz 1936*: 192—197.
- ders. (1942): Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal. *Mitt. d. Geolog. Ges. Wien* 35.
- ders. (1958): Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung. *Mitt. d. Geolog. Ges. Wien* 49: 257—313.
- SISSONS, J. B. (1976): Scotland. In: E. H. BROWN and K. CLAYTON (Hrsg.): *The geomorphology of the British Isles*. Methuen, London, 150 S.
- VARDANIANZ, L. (1931): Über eine neue Methode zur Berechnung der Depression der Schneegrenze, angewendet auf alte Gletscherstände im oberen Einzugsgebiet des Ardon (Zentraler Kaukasus). *Z. f. Gletscherkd.* 19: 105—124.

- VORNDRAN, E. (1969): Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen). *Schrift. d. Geograph. Inst. d. Univ. Kiel* 29/3, 138 S.
- WAHRHAFTIG, C. u. A. COX (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 70: 383—436.
- WASHBURN, A. L. (1973): *Periglacial Processes and Environments*. E. Arnold publ., London, 320 S.
- WEIRICH, J. (1977): Beiträge zur Vegetationsgeschichte III Stubaital und Zillertal. *Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck*, 86 S.
- WELTEN, M. (1972): Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz, Verlauf, Floristisches, Chronologisches. *Ber. d. Dt. Bot. Ges.* 85: 69—74.
- WHALLEY, B. (1974): Rock Glaciers & their Formation as Part of a Glacier Debris Transport System. *Reading Geographical Papers* 24, 60 S.
- WHITE, S. E. (1971): Rock Glacier Studies in the Colorado Front Range, 1961—1968. *Arctic and Alpine Research* 3: 43—64.
- ders. (1976): Rock Glaciers and Block Fields, Review and New Data, *Quaternary Research* 6: 77—98.
- ZIENERT, A. (1965): Gran Paradiso — Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16: 202—225.
- ders. (1967): Vogesen- und Schwarzwaldkarte. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 18: 51—75.
- ders. (1970): Würm-Rückzugsstadien vom Schwarzwald bis zur Hohen Tatra. *Eiszeitalter und Gegenwart* 21: 58—70.
- ders. (1973): Die Würmvereisung und ihre Rückzugsstadien im Westteil des Hochschwarzwaldes (Teilrevision). *Z. f. Geomorphologie N. F.* 17: 359—366.
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschriften d. Schweiz. Naturforsch. Ges.* 83, 156 S.
- ZOLLER, H. u. H. KLEIBER (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. *Verhandl. d. Naturforsch. Ges. Basel* 81: 90—154.
- ZOLLER, H., H. J. MÜLLER u. H. KLEIBER (1972): Zur Grenze Pleistozän—Holozän in den östlichen Schweizer Alpen. *Ber. d. Dt. Bot. Ges.* 85: 59—68.
- ZOLLER, H., C. SCHINDLER u. H. RÖTHLISBERER (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. *Verh. d. Naturforsch. Ges. Basel* 77: 97—164.