

# Abfluß in und von Gletschern

H. Moser, H. Escher-Vetter, H. Oerter,  
O. Reinwarth, D. Zunke

---

GSF-Bericht 41 /86  
Teil I



Gesellschaft für  
Strahlen- und  
Umweltforschung  
München

ISSN 0721-1694  
Als Manuskript vervielfältigt.

---

© **Gesellschaft für Strahlen- und  
Umweltforschung mbH München 1986**  
Ingolstädter Landstraße 1  
D-8042 Neuherberg  
Telefon 089/31 87 (0)  
Telefax 089/31 87-33 22  
Teletex 898 947 -stral

---

Mitglied der Arbeitsgemeinschaft  
der Großforschungseinrichtungen (AGF)

# ABFLUSS IN UND VON GLETSCHERN

Herausgegeben von

H. Moser, H. Escher-Vetter, H. Oerter,  
O. Reinwarth, D. Zunke

Institut für Radiohydrometrie  
in Zusammenarbeit mit der  
Kommission für Glaziologie der  
Bayerischen Akademie der Wissenschaften

GSF-Bericht 41/86  
Teil I

Diese Veröffentlichung entspricht in Form und Inhalt dem  
Abschlußbericht an die Deutsche Forschungsgemeinschaft über das  
Teilprojekt A1 des Sonderforschungsbereichs 81 (Technische  
Universität München), Dezember 1986

DISSERTATIONS- UND FOTODRUCK FRANK GmbH  
8000 München 2, Gabelsbergerstr. 15, Tel. 288663

Mit wissenschaftlichen Arbeiten haben zu diesem Bericht beigetragen:

D. Baker, H. Behrens, H. Bergmann, N. Blindow, W. Drost,  
H. Escher-Vetter, G. Hibschi, H. Moser, H. Oerter, W. Rauert,  
O. Reinwarth, H. Rentsch, K.-P. Seiler, W. Stichler,  
F. Thyssen, M. Weber, D. Zünke

Außerdem haben an der Durchführung der Feldarbeiten, der Geräteherstellung und Wartung der Meßstationen, der Auswertung und Bearbeitung der Meßergebnisse, der Datenverarbeitung und Entwicklung von Rechenprogrammen, sowie an der Herstellung des Manuskripts in dankenswerter Weise mitgearbeitet:

R. Fleck, R. Grimm, R. Groß, E. Heucke, G. Hofreiter, G. Huth,  
D. Jurrat, K. Kufner, H. Lowag, H. Maul, V. Müller, H. Rast,  
E. Reichlmayr, U. Schmidt, W. Stadler, sowie andere Mitarbeiter des Instituts für Radiohydrometrie und viele studentische Hilfskräfte



## I n h a l t

	Seite
1. <u>Einleitung</u>	1
1.1 Das Untersuchungsgebiet: das Einzugsgebiet Rofenache mit dem Vernagtferner	2
1.2 Kurzer Abriß von früheren Forschungsarbeiten im Einzugsgebiet der Rofenache	10
1.2.1 Frühe Beobachtungen am Vernagtferner bis 1889	10
1.2.2 Vermessungen des Vernagtferners mit Berechnung der Flächen- und Volumensverluste seit 1889	14
1.2.3 Bestimmung der Massenhaushalte des Vernagtferners im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) (ab 1965)	16
1.2.4 Erweiterung des Massenhaushaltsprogramms am Vernagtferner im Rahmen des Programms "Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins" der IHD (ab 1973)	17
1.3 Glazialhydrologische Arbeiten auf benachbarten Gletschern (Hintereisferner, Kesselwandferner) in den Jahren 1968-1977	22
1.3.1 Einleitung	22
1.3.2 Untersuchungsmethoden	22
1.3.3 Ergebnisse	25
1.3.3.1 Klassifizierung der Schnee-, Eis- und Schmelzwasserkomponenten des Gletschers nach ihrem Isotopengehalt	25
1.3.3.2 Glazialhydrologische Folgerungen aus Messungen von Isotopengehalten und aus Markierungsversuchen	28
2. <u>Erweiterung des Vernagtprogramms zu einem glazialhydrologischen Forschungsprojekt im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 81</u>	36
2.1 Stand der Forschung vor Beginn des Teilprojektes A1	36
2.2 Ziele des Teilprojektes A1	38
2.3 Programmstruktur des Teilprojektes A1 und zeitlicher Verlauf des Projektes	39

2.3.1	Standardprogramme	40
2.3.2	Sonderprogramme	40
2.3.3	Gerätetechnische Ausstattung	42
2.3.4	Mit dem TP A1 koordinierte geodätisch-kartographische Vorhaben	46
3.	<u>Zur Hydrologie des stark vergletscherten Ein- zugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach</u>	48
3.1	Niederschlag	48
3.1.1	Niederschlagsmessung	48
3.1.2	Niederschlagshöhen	49
3.1.3	Niederschlagsart	54
3.1.4	Vergleich mit weiteren Niederschlags- meßstellen im Einzugsgebiet Rofenache	57
3.1.5	Gebietsniederschlag	60
3.1.5.1	Bestimmung des deponierten Niederschlags (Winterabschnitt)	62
3.1.5.2	Bestimmung des Niederschlags im Sommerabschnitt	66
3.1.5.2.1	Korrekturwerte für den festen Niederschlagsanteil	68
3.1.5.2.2	Korrekturwerte für den flüssigen Niederschlag	68
3.1.5.2.3	Korrekturwerte zur Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags	69
3.1.5.3	Ergebnisse der Niederschlagsberechnung	71
3.2	Energiebilanz zur Berechnung des verfügbaren Schmelzwassers	76
3.2.1	Erfassung der meteorologischen Daten zur Be- rechnung der Energiebilanz	77
3.2.1.1	Instrumentelle Ausstattung	77
3.2.1.2	Klimatologische Auswertungen	83
3.2.2	Das digitale Geländemodell (DGM)	90
3.2.3	Bestimmung der Komponenten der Energiebilanz	94
3.2.4	Ergebnisse des Energiebilanzmodells mit Daten der Jahre 1978-1985	100
3.3	Einzeluntersuchungen zur Glazialmeteorologie	108
3.3.1	Albedountersuchungen mit Hilfe von Schwarz- weiß-Photographien	108
3.3.2	Messungen zur Erfassung der Schmelzwasserbil- dung und des Abflusses auf der Eisoberfläche mittels eines Testfeldes	110
3.3.2.1	Aufbau und Einrichtung des Testfeldes	110
3.3.2.2	Ergebnisse der meteorologischen Messungen	112
3.3.2.3	Berechnung der Ablation aus der Energiebilanz der Gletscheroberfläche	114
3.3.2.4	Ergebnisse der Abflußmessung	117



3.3.3	Kondensation und Verdunstung	120
3.3.4	Feldmeßexperiment LUZIVER 1983 zur Erforschung des Gletscherwinds	126
3.3.4.1	Versuchsdurchführung	126
3.3.4.2	Ergebnisse der Intensivmeßphase (IOP)	129
3.4	Abflußbildung und Abfluß im Einzugsgebiet	134
3.4.1	Abfluß im unvergletscherten Teil des Einzugsgebietes	134
3.4.2	Abflußformen im vergletscherten Teil des Einzugsgebiet	143
3.4.3	Speicherung und Abfluß des Schmelzwassers im Firn (Bohrlochuntersuchungen)	147
3.4.3.1	Die Bohrausrüstung und das Erstellen der Bohrlöcher	147
3.4.3.2	Die Wasserspiegelganglinien in Firnbohrungen	153
3.4.3.3	Die Durchlässigkeit $k_f$ des Firnwasserleiters	159
3.4.4	Fließzeiten des Schmelzwassers im Einzugsgebiet (Tracerversuche)	162
3.4.4.1	Tracerversuche zum Abflußverhalten im Gletschervorfeld	163
3.4.4.2	Markierungsversuche im Firngebiet	169
3.4.4.2.1	Versuchsdurchführung	169
3.4.4.2.2	Die Tracerdurchgangskurven	171
3.4.4.2.3	Diskussion der Markierungsversuche	178
3.4.5	Separation der Abflußkomponenten mit Hilfe der $^2\text{H}$ -, $^{18}\text{O}$ - und $^3\text{H}$ -Gehalte und der elektrolytischen Leitfähigkeit	180
3.5	Der Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach	187
3.5.1	Die Abflußmessung an der Pegelstation Vernagtbach	187
3.5.2	Abflußbeträge und zeitliche Verteilung	193
3.5.2.1	Monats- und Jahresmittel des Abflusses	193
3.5.2.2	Die Tagesmittelwerte des Abflusses	195
3.5.2.3	Die Stundenmittelwerte des Abflusses	198
3.5.2.4	Hochwasserabfluß an der Pegelstation Vernagtbach	202
3.5.2.5	Winterabfluß	205
3.5.3	Simulierung des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach mit einem mathematischen Modell	208
3.5.3.1	Das mathematische Abflußmodell	208
3.5.3.2	Die Eingabedaten des Abflußmodells	211
3.5.3.3	Ergebnisse der Modellrechnungen	213
3.5.4	Korrelation des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach mit den Abflüssen stromabwärts gelegener Pegelstellen	227

3.6	Massenbilanz des Vernagtferners	233
3.6.1	Ermittlung des Massenhaushalts des Vernagtferners nach der direkten glaziologischen Methode	234
3.6.1.1	Ergebnisse der nach der glaziologischen Methode durchgeführten Massenhaushaltsbestimmungen	242
3.6.1.2	Höhenprofile der spezifischen Nettobilanz	248
3.6.2	Vergleich der glaziologischen Methode mit der geodätischen Methode zur Bestimmung der Massenbilanz des Vernagtferners	256
3.6.2.1	Zeitabschnitt 1969-1979	261
3.6.2.2	Zeitabschnitt 1979-1982	266
3.6.2.3	Vergleich der mit dem Schichtlinienverfahren und mit der Anwendung digitaler Geländemodelle erzielten Ergebnisse	269
3.6.3	Vergleich der Massenbilanzdaten vom Vernagtferner mit denen von Hintereis- und Kesselwandferner	272
3.7	Hydrologische Bilanz des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach	278
4.	<u>Zusätzliche Untersuchungen zu langfristiger Speicherung, Strukturen im Gletscher, Gletscherbewegung</u>	284
4.1	Kernbohrungen	284
4.1.1	Technische Durchführung der Bohrungen	285
4.1.2	Probenaufbereitung	289
4.1.3	Meßergebnisse	289
4.1.3.1	Tritiumgehalte	294
4.1.3.2	Sauerstoff-18- und Deuteriumgehalt sowie Deuteriumexzeß d	299
4.1.4	Vergleichbarkeit der Meßergebnisse aus den zwei benachbarten Kernbohrungen I (1979) und IV (1983)	307
4.1.4.1	Tritiumgehalt	307
4.1.4.2	Elektrolytische Leitfähigkeit	309
4.1.4.3	Der Firnwasserleiter	310
4.1.4.4	Die Veränderung des Isotopengehalts	312
4.1.5	Vergleich des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalts im Bohrkern I mit klimatischen Daten	314
4.1.5.1	Niederschlag und jährliche Akkumulationsraten	314
4.1.5.2	Isotopengehalt und Lufttemperatur	316
4.1.6	Bestimmung von $^{210}\text{Pb}$ -Gehalt und Spaltprodukten	318
4.1.6.1	$^{210}\text{Pb}$ -Gehalt	319
4.1.6.2	Messung von Spaltprodukten	321
4.1.7	Strukturuntersuchungen	322

4.2	Gamma-Log-Messungen in Bohrungen	323
4.2.1	Untersuchungen am Vernagtferner	323
4.2.1.1	Versuchsdurchführung	324
4.2.1.2	Meßergebnisse	325
4.2.1.3	Diskussion	327
4.2.2	Vergleichsuntersuchungen am Guslarferner	333
4.2.2.1	Übersicht über die Geländearbeiten	333
4.2.2.2	Erstellen der Bohrlöcher	335
4.2.2.3	Meßergebnisse	336
4.3	Untersuchungen zur Eisbewegung	342
4.3.1	Datenaufbereitung	343
4.3.2	Häufigkeitsverteilung der Fließgeschwindigkeiten	344
4.3.3	Flächenmäßige Verteilung der Eisbewegung	347
4.3.4	Zeitliche Variation der Eisbewegung	348
4.3.5	Morphologische Auswirkungen	349
4.3.6	Prädizierte Bewegungs- und Deformationsfelder	353
4.4	Eismächtigkeit und innerer Aufbau des Vernagtferners: Ergebnisse des elektromagnetischen Reflexionsverfahrens (EMR)	357
4.4.1	Einleitung	357
4.4.2	Ermittlung der Geschwindigkeits-Tiefenfunktion für elektromagnetische Wellen in Firn und Eis	358
4.4.3	Kartierungsmessungen	365
4.4.3.1	Datenaufnahme und Bezeichnung der Profile	365
4.4.3.2	Darstellung, Bearbeitung und Interpretation	365
4.4.3.3	Vergleich des Profils K10 mit einer früheren EMR-Messung	374
4.4.3.4	Vergleiche von EMR-Ergebnissen mit Bohrdaten	377
4.4.3.5	Vergleich mit seismischen Messungen	377
4.4.3.6	Darstellung des Gletscherbetts in Kartenform	379
	Literatur	385
	Liste der verwendeten Abkürzungen	404



## 1. Einleitung

Die Gletscher reagieren in ihrer Form und Ausdehnung unmittelbar und meist deutlich erkennbar auf Änderungen der klimatischen Umweltbedingungen. Damit gekoppelt sind Rückwirkungen auf den Wasserhaushalt der alpinen Einzugsgebiete, der durch die Wasserspeicherung in den Gletschern wesentlich beeinflusst wird. Der ebenso anspruchsvolle wie schwierige Versuch einer Gesamtdarstellung des Wasserhaushaltes der Alpen (BAUMGARTNER et al. 1983) mußte daher den Einfluß der Gletscher gesondert berücksichtigen. Dabei zeigte sich allerdings, daß für die der Wasserhaushaltsanalyse zugrundeliegende Normalperiode 1931-60, welche durch einen anhaltend starken Schwund der Gletscher gekennzeichnet ist, ein nur sehr begrenztes Datenmaterial zur Verfügung stand. Daneben traten generell Schwierigkeiten hinsichtlich einer hinreichend genauen Angabe charakteristischer Parameter zur vollständigen Beschreibung des Gletscherverhaltens auf. Erst die Programme der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) im Bereich der Gletscherforschung waren mit Schwergewicht auf den Einfluß der Vergletscherung von Einzugsgebieten auf den Wasserhaushalt und die Abfluvvorgänge ausgerichtet (s. Abschn. 1.2.3 und 1.2.4).

Daneben wurden weltweit die in Form von Eis gebundenen Wasservorräte, die ca. 80 % des globalen Nutzwasservorrates repräsentieren, in einem UNESCO Programm detailliert erfaßt (World Glacier Inventory), wobei von den meisten Ländern mit vergletscherten Flächenanteilen ein Gletscherkataster erstellt wurde. Das entsprechende, bisher unveröffentlichte österreichische Katasterwerk, das auf der Auswertung einer Gesamtbefliegung des österreichischen Alpenanteils im Herbst 1969 basiert, weist insgesamt 925 Gletscher mit einer Gesamtfläche von 540 km<sup>2</sup> aus (PATZELT, pers. Mitt.). Das Gesamtwasseräquivalent dieser Vergletscherung entspricht annähernd 19 km<sup>3</sup> und damit etwa der mittleren Wasserführung des Inns am Pegel Innsbruck über 5 Jahre.

Die meisten dieser Gletscher, nämlich 808, besitzen eine Fläche von weniger als 1 km<sup>2</sup>. Auf den Größenbereich 5-10 km<sup>2</sup> entfallen 10 Gletscher und nur 5 Gletscher weisen eine Fläche von mehr als 10 km<sup>2</sup> auf. Die drei größten Gletscher (Pasterze/Hohe Tauern: 19,8 km<sup>2</sup>, Gepatschferner/Ötztaler Alpen: 17,7 km<sup>2</sup>, Obersulzbachkees/Venediger-Gruppe: 11,6 km<sup>2</sup>) beanspruchen 9 % des gesamten österreichischen Gletscherareals, die 25 größten Gletscher nehmen zusammen ein Drittel der vergletscherten Fläche ein.

Von diesen 25 größten Gletschern befinden sich die weitaus meisten in der Gebirgsgruppe der Ötztaler Alpen (Abb. 1.1), die damit das am stärksten vergletscherte Gebiet der Ostalpen repräsentiert. Die stärkste Häufung großer Gletscher findet sich hierbei im Rofental im Bereich des Weißkamms, der die Verbindung von Weißkugel (3739 m) und Wildspitze (3772 m), der höchsten Erhebung des gesamten Gebietes, bildet. Zusammen mit dem Kreuzkamm, der von der Finailspitze (3516 m) zur Talleitspitze (3408 m) zieht, begrenzen diese Gebirgszüge das Einzugsgebiet der Rofenache im Westen und Norden bzw. im Südosten. Die Umrahmung des Gebietes sinkt nur im Bereich des Hochjochs auf kurze Entfernung unter 3000 m ab. Mit dem Schwerpunkt Vernagtferner bildet dieses Einzugsgebiet das Untersuchungsgebiet des Teilprojekts A1.

#### 1.1 Das Untersuchungsgebiet: das Einzugsgebiet Rofenache mit dem Vernagtferner

Das vom Ötztal abzweigende Venter Tal (Abb. 1.1) teilt sich in der Ortschaft Vent (1893 m) in das Niedertal und in das sich ca. 15 km nach Westen und Südwesten zum Alpenhauptkamm hin erstreckende Rofental. Durch die Pegel Vent/Venter Ache (1877 m) und Vent/Rofenache (1905 m) werden die Abflüsse beider Täler mit einem Gesamteinzugsgebiet von 164,7 km<sup>2</sup> erfaßt. Die Fläche des Einzugsgebietes der 1967 im Rahmen eines glazialhydrologischen Projekts des Instituts für Me-

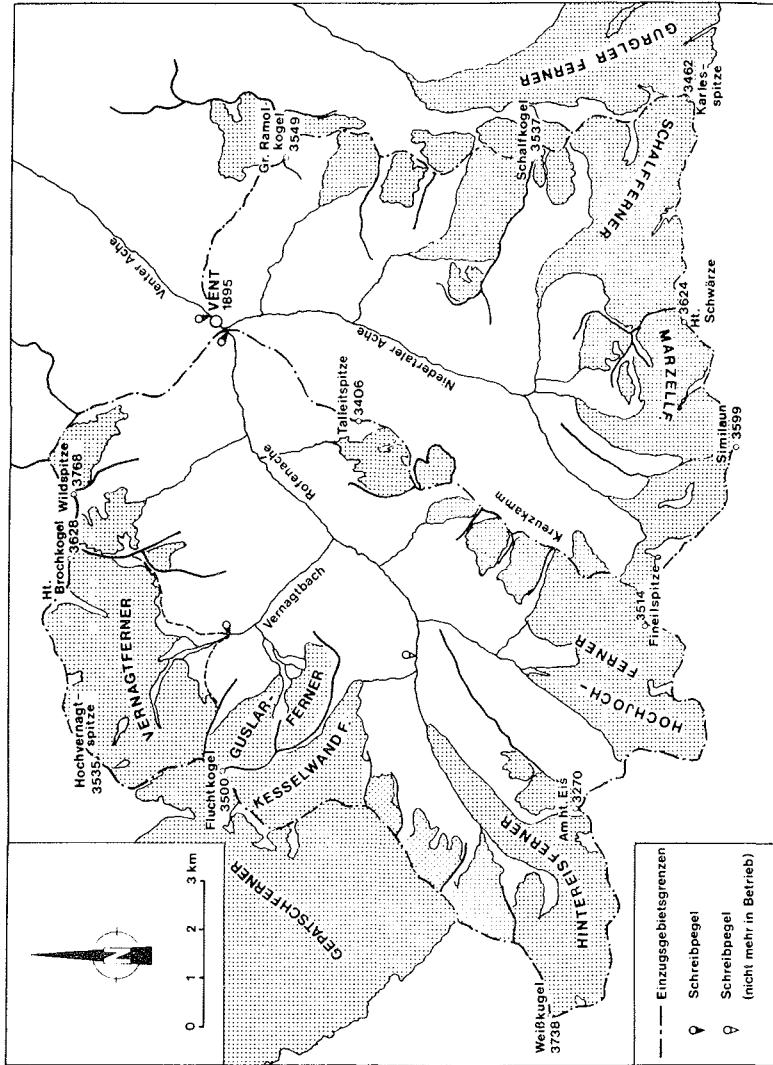


Abb. 1.1: Übersichtskarte des Rofen- und Niedertals mit den Einzugsgebieten der Pegel Vent, Venterache (165 km<sup>2</sup>), Vent, Rofenache (98 km<sup>2</sup>) und Pegelstation Vernagtbach (11,44 km<sup>2</sup>). Details des Einzugsgebiets der Pegelstation Vernagtbach sind in Abb. 1.2 dargestellt.

teorologie und Geophysik der Universität Innsbruck errichteten Pegelstelle Vent/Rofenache (betreut vom Hydrographischen Dienst Tirol, Innsbruck) beträgt nach Angaben des Hydrographischen Jahrbuchs von Österreich 96,2 km<sup>2</sup>. Eine Planimetrierung auf der Grundlage der Alpenvereinskarte 1:25000 ergibt allerdings eine Fläche von 98,3 km<sup>2</sup>.

Der Gletscherkataster von 1969 weist die vergletscherte Fläche des Einzugsgebiets mit 41,8 km<sup>2</sup>, entsprechend 43 % der Einzugsgebietsfläche aus (PATZELT, pers. Mitt.). Für die Flächen der großen und mittleren Gletscher werden angegeben: Hochjochferner 7,15 km<sup>2</sup>, Vernagtferner 9,56 km<sup>2</sup>, Hintereisferner 9,47 km<sup>2</sup>, Kesselwandferner 4,24 km<sup>2</sup> und Gusslarferner 2,99 km<sup>2</sup>. Der restliche Flächenanteil entfällt auf kleinere Hang- und Kargletscher. Die mittlere Höhe des Gletscherflächenanteils beträgt 3062 m. Tab. 1.1 zeigt die Höhenverteilung des Gletscherareals:

Höhenstufe [m ü.NN]	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Höhenstufe [m ü.NN]	Fläche [km <sup>2</sup> ]
2300-2400	0,015	3000-3100	8,213
2400-2500	0,191	3100-3200	9,568
2500-2600	0,378	3200-3300	7,670
2600-2700	0,905	3300-3400	3,299
2700-2800	1,839	3400-3500	1,188
2800-2900	2,942	3500-3600	0,244
2900-3000	5,283	3600-3700	0,085
		3700-3800	0,010

Tab. 1.1: Höhenverteilung der Gletscherflächen im Einzugsgebiet der Rofenache



Von den großen Gletschern des inneren Ötztales, die mit Ausnahme des Gepatschferners alle mehr oder minder dem Typ des alpinen Talgletschers mit einem wenig gegliederten Firnbecken, einem längeren Mittelteil und einem ebensolchen Zungenbereich entsprechen, weicht der Vernagtferner (Abb. 1.2 und Tafel I) insofern ab, als er ein stark gegliedertes, von mehreren großen flachen Karmulden gebildetes Firngebiet besitzt, großflächige Verebnungen im Mittelteil aufweist und eine kurze breite Zunge ausbildet; einer mittleren Längserstreckung des Gletschers von 3 km steht so eine Breite bis zu 5 km gegenüber.

Nach dem Klassifikationsschema für das World Glacier Inventory (UNESCO 1970) wird der Vernagtferner durch die Kennzahl 520 111 beschrieben, welche folgende Merkmale ausweist:

- Talgletscher mit deutlich abgrenzbarem Einzugsgebiet (5)
- Gegliedertes Akkumulationsbecken, das einen Gletscherstrom speist (2), der allerdings in den letzten Jahren in zwei Hauptzungenbereiche aufgelöst wurde
- kein spezielles Gletscherfrontmerkmal (0)
- Relativ ungestörtes Längsprofil (1)
- Im wesentlichen durch Schnee- und Driftschneeablagerungen ernährt (1)
- Zungenrückgang weniger als 20 m/a (1) (in den letzten Jahren mehrfach durch kurzzeitige Vorstoßtendenzen unterbrochen).

Die Fläche des Vernagtferners beträgt nach der Aufnahme von 1985 9,35 km<sup>2</sup>. Die Veränderungen der Gletscherfläche seit Beginn der neueren Messungen im Jahre 1966 (s. Abschn. 1.2.2 und 2.3.4) sind im Hinblick auf klimatisch bedingte Veränderungen nur soweit repräsentativ als sie Flächenänderungen des Zungengebietes betreffen. Flächenänderungen im Firngebiet sind z.B. von der unterschiedlichen Ausdehnung von Schneefeldern im Felsbereich, Lawinenablagerungen und anderen Effekten abhängig, die generell eine genaue Abgrenzung des Gletscherareals außerordentlich erschweren (KASSER & RÜTHLISBERGER

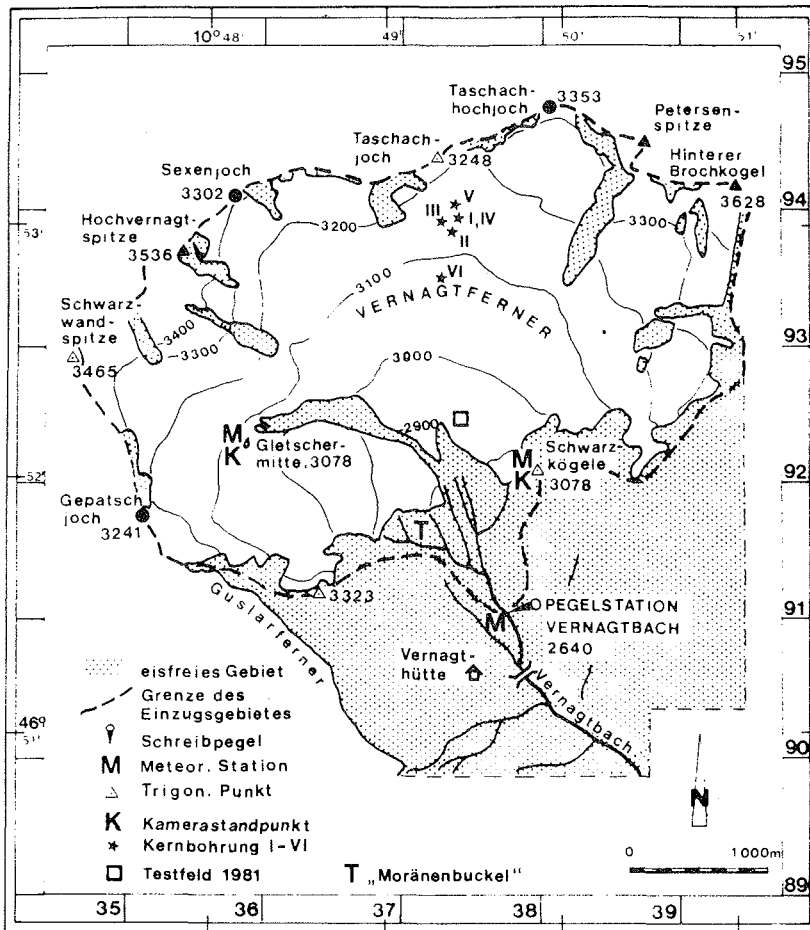


Abb. 1.2: Übersichtskarte Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach.

1966). Bei der Erstellung der Massenbilanzen bleiben diese variablen Anteile weitgehend unberücksichtigt. Den Massenhaushaltsflächen für 1969, 1979 und 1982 mit 9,455 km<sup>2</sup>, 9,550 km<sup>2</sup> und 9,350 km<sup>2</sup> stehen dabei z.B. die aus den geodätischen Auswertungen der Aufnahmen 1969 und 1979 abgeleiteten Flächenwerte von 9,563 km<sup>2</sup> bzw. 9,610 km<sup>2</sup> gegenüber.

Durch zwei markante Felsgrate (Abb. 1.2), die von der Hochvernagtspitze und der Petersenspitze ausgehen und weit in den Gletscher hineinreichen sowie durch eine den Gletscher im unteren Teil durchziehende Felsschwelle wird der im Mittel nach SSE orientierte Vernagtferner in drei Teilbereiche geteilt, die im Rahmen der Massenhaushaltsuntersuchungen separat behandelt werden (vgl. Abb. 3.1-3.18 im Anhang). Diese drei Teilbereiche besitzen gut abgrenzbare Zungenanteile bzw. separate Zungengebiete. Die drei Zungenenden definieren jeweils auch das von den Teilbereichen überdeckte Höhenintervall. Angaben zu Fläche, Höhe und Exposition dieser Teilbereiche sind für das Jahr 1979 in Tab. 1.2 angegeben.

Gletscherbereich	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Höhenintervall [m ü.NN]	Höhen- differenz [m]	mittl. Höhe [m ü.NN]	Exposition
Schwarzwandbereich	2,461	2747- 3465	718	3023	E
Taschachjochbereich	4,773	2824- 3535	741	3135	SSE
Brochkogelbereich	2,315	2844- 3633	789	3181	SSW
Gesamtgletscher	9,550	2747- 3633	896	3130	SSE

Tab. 1.2.: Aufgliederung des Vernagtfernens in drei Teilbereiche, mit Angaben zu Fläche, Höhe und Exposition im Jahr 1979 (s. Tafel I)

In der Gletscheroberfläche zeichnen sich deutliche Strukturen ab, die eine noch weitergehende Unterteilung des Gletschers in einzelne von den verschiedenen Karen ausgehende Eisströme zulassen würden. Besonders deutlich stellen sich diese Fließmuster in dem mit den Luftbildern der Befliegung vom 14.9.1982 erstellten Orthophoto dar (Tafel I). Danach ergibt sich u.a. eine deutliche Differenzierung des Taschachjochbereichs in zwei Eisströme, die von den beiden Karmulden im Bereich des Taschachjochs und Taschachhochjochs sowie des Sexenjochs ausgehen. Diese beiden Eisströme bilden sich auch in den aus Pegelraten abgeleiteten Bewegungsverhältnissen ab (s. Abschn. 4.4).

Abb. 1.3 zeigt die Verteilung der Flächenanteile mit der Höhe bezogen auf 50-m-Höhenstufen für den Gletscher und das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach zum Stand 1985. Zusätzlich sind die entsprechenden hypsographischen Kurven eingetragen, welche die prozentuale Verteilung als Summenkurve wiedergeben. Die Darstellung läßt den hohen Flächenanteil im Höhenbereich 3000-3300 m erkennen, auf den bereits 72 % der Gesamtfläche des Gletschers (1979) entfallen und weist damit den Gletscher als relativ flach aus. Diese für einen Talgletscher etwas untypische Situation, die früher noch stärker ausgeprägt war, beschreibt FINSTERWALDER (1897), S. 70, vortrefflich: "Der landschaftliche Eindruck ist trotz der Formenarmut der weiten, fast eben erscheinenden Fläche ein erhabener. Die schwachen Wellen des blendend weißen, spaltenarmen Firmantels erzeugen die Täuschung einer endlos sich erstreckenden Wüste, die Umrahmung rückt in unbestimmte Fernen und wächst dadurch weit über das ihrer geringen relativen Höhe zukommende Maß hinaus".

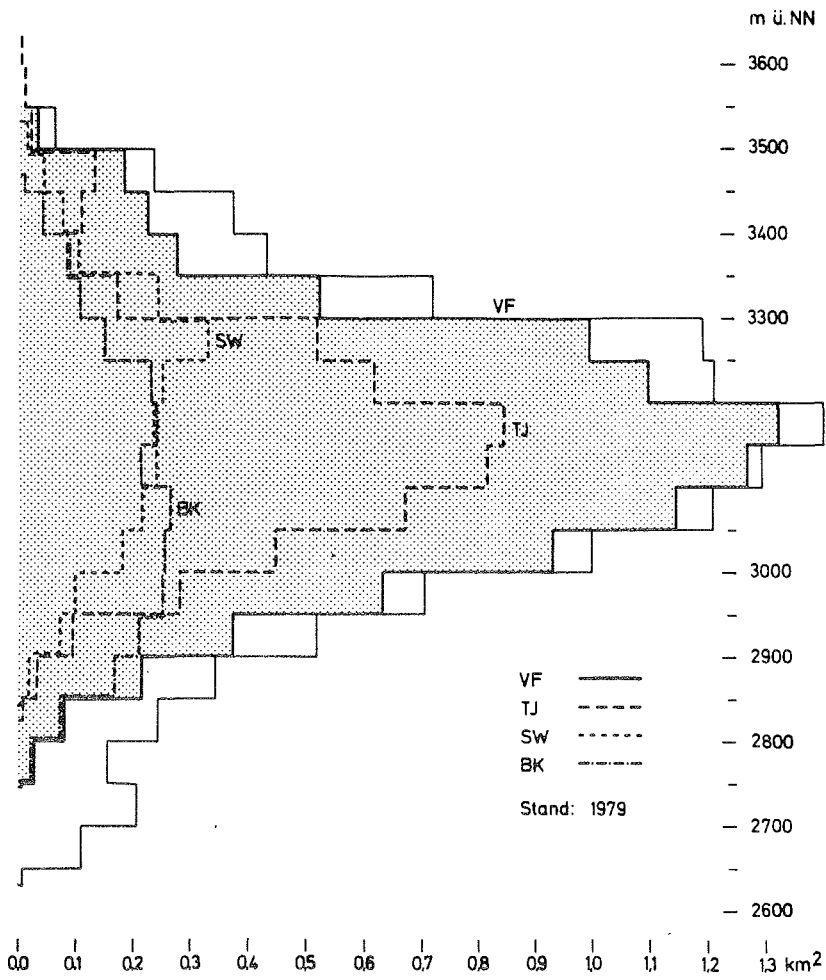


Abb. 1.3: Flächen- und Höhenverteilung für den Vernagtferner und das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach.

1.2 Kurzer Abriss von früheren Forschungsarbeiten im Einzugsgebiet der Rofenache

1.2.1 Frühe Beobachtungen am Vernagtferner bis 1889

Mehr als die bisher geschilderten aktuellen topographisch-morphologischen Merkmale tragen historische Angaben zur Charakterisierung des Vernagtferners bei. Das durch mehrfache, vor allem spontane Vorstöße gekennzeichnete Verhalten dieses Gletschers lenkte die Aufmerksamkeit der Wissenschaft schon seit Jahrhunderten auf den Vernagtferner und sicherte damit zugleich umfangreiches Informations- und Datenmaterial. Dies galt besonders dann, wenn der Vernagtferner bei seinen Vorstößen um 1600, 1680, 1770 und 1845 aus dem Seitental (Vernagtal) kommend das Haupttal (Rofental) (Abb. 1.1) erreichte, dort einen mächtigen Eisdamm bildete und so den Rofener Eissees aufstaute, der für die Dauer seines Bestehens eine ständige Bedrohung der talauswärts gelegenen Dörfer und Anwesen bedeutete. Das Wachstum des Gletschers, das Einsetzen und der Verlauf des Vorstoßes der Gletscherzunge wurden daher von der einheimischen Bevölkerung entsprechend sorgfältig beobachtet. Es war z.B. schon sehr früh bekannt, daß nur ein gleichzeitiges Wachstum des Vernagtferners und des benachbarten Guslarferners zu einem Vorstoß mit Ausbildung des Eisdammes und damit der Gefährdung der Talandschaft führten (WALCHER 1773). Die Bildung des Eissees sowie die Entleerungen und Ausbrüche des Sees sind durch zahlreiche historische Dokumente exakt datiert und in Tab. 1.3 nach HOINKES (1969) zusammengestellt. Der Ausbruch vom 16. Juli 1678 gilt als der katastrophalste aller Ausbrüche. Das damals gestaute Volumen wurde zu  $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  geschätzt, das des letzten Ausbruchs vom 14. Juni 1845 zu  $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  berechnet (HESS 1918).

Beginn der Seebildung	langsame Entleerung	spontane Entleerung
1599	Sommer 1601	20.Juli 1600
1678	Sommer 1679	16.Juli 1678
	Sommer 1681	14.Juni 1680
1771	Sommer 1772	23.Juli 1773
	Sommer 1774	
1845	Sommer 1846	14.Juni 1845
		28.Mai 1847
		13.Juni 1848

Tab. 1.3: Geschichte des Rofener Eissees

Berichte und Beschreibungen vom Vorstoß um 1845 mit Bildung, Ausbrüchen und Entleerungen des Eissees zwischen 1845-48 stammen von STOTTER (1846) und den Gebrüder SCHLAGINTWEIT (1850), wobei STOTTER (1846) vor allem eine Schilderung des katastrophalen Ausbruchs vom 14.Juni 1845 lieferte. Die Flutwelle dieses Dammbbruchs verursachte noch in Innsbruck einen Anstieg des dortigen Innpegels um 0,6 m, wobei die Wellenfront die 102 km entfernte Meßstelle nach 9 Stunden erreicht hatte.

Vergleichbare oder ähnliche Ereignisse traten während des letzten Gletscherhochstandes zwischen 1600 und 1850 auch andernorts auf. Bekannte Beispiele sind die Ausbrüche des vom Allalingletscher gestauten Mattmarksees im Saasertal (Wallis) sowie vor allem des vom Gietrogletschers (Wallis) gestauten Sees, der sich zeitweilig an der Stelle des heutigen Stausees von Mauvoisin bildete und dessen Ausbrüche im Val de Bagnes mehrfach vor allem 1595 und 1918 verheerende Katastrophen auslösten (RÖTHLISBERGER 1974).

Durch den drastischen Gletscherrückgang seit der Mitte des letzten Jahrhunderts sind Gletscherseebildungen in den Alpen unwahrscheinlich geworden. Dagegen kann z.B. in Patagonien (Argentinien) der Durchbruch des Eisdamms des vom Moreno-Gletscher gestauten Teils des Lago Argentino auch heute noch beobachtet werden. Eine eindrucksvolle Filmdokumentation dieses rezenten Gletscherseeausbruchs wurde im Rahmen einer SFB-Vortragsveranstaltung gezeigt (REINWARTH 1977).

WALCHER (1773) zeigt in seinem Buch "Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol" neben einer Reihe von Vorschlägen zur Ableitung der gestauten Wassermassen auch einen Kupferstich mit der Darstellung der Situation vom Sommer 1772 (Abb. 1.4). Dieser Stich läßt nicht nur die Ausdehnung des bis zur Zunge des Hintereisferners reichenden Eissees erkennen, sondern zeigt vor allem die gänzlich in Seracs (Eistürme) zerbrochene Zunge des Gletschers. Einer solchen Darstellung wurde mit sehr viel Skepsis begegnet bis aktuelle Aufnahmen von spontan vorstoßenden, sog. "surgenden" Gletschern, insbesondere vom Variegated Glacier/Alaska, (ENGELHARDT 1985) diesen zerrissenen Zustand eines Eiskörpers bestätigten. Nach den heutigen Kenntnissen liegt nämlich dem "Surge" ein vom normalen Gletschervorstoß gänzlich verschiedenartiger Mechanismus der Gletscherbewegung zugrunde, mitbedingt durch veränderte Gleitbedingungen des Gletschers auf dem Felsbett infolge von Wasseransammlungen und möglicherweise auch ausgelöst durch Instabilitäten. Ein Merkmal eines Surge ist sein periodisches Auftreten, weitgehend unabhängig von klimatischen Gegebenheiten. Die Ähnlichkeit in den Erscheinungsformen und die Periodizität der Vorstöße legte die Vermutung nahe, daß auch die Vorstöße des Vernagtferners einem Surge-Vorgang entsprechen (HOINKES 1969). Nach heutiger Kenntnis dürfte es sich allerdings bei den Vorstößen des Vernagtferners nur um surge-ähnliche Vorgänge handeln.



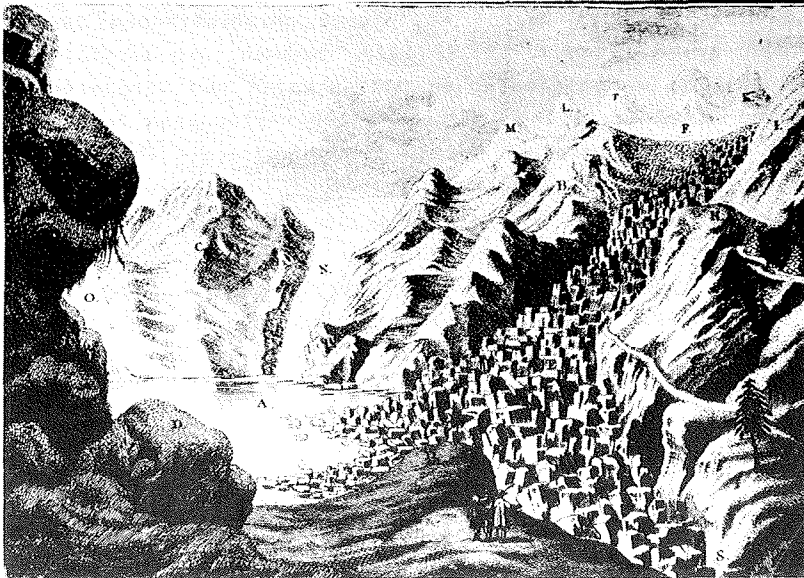


Abb. 1.4: Ansicht des Rofener Eissees nach WALCHER (1773): Die Abbildung "stellt den Rofnereissee in derjenigen Lage vor, in welcher man ihn auf der Zwerchwand von dem Orte D sieht. A ist der Eissee mit den daraufschwimmenden Eisstöcken. B Der Rofenberg. C Der Neusberg. E der Eisdamm, welcher aus ungeheuren Eisthürmen zusammengesetzt ist, und den See aufschwellen macht. F Der Hochvernagtferner. G Das Vernagtthal, durch welches die Eisstöcke, daraus der Damm besteht, in das Rofenthal hinabgekommen sind, und welches noch mit unzählbaren dergleichen angefüllt ist. H, I Der Plateykogel. K Der Fluchskogel. L Die Kösselwand. M Der Guslarberg. N Guslarferner, welcher das Thal bis zu dem See herab anfüllt. O Hochjochferner, aus dem der Rofenthaler Achbach entspringt. P Von Steinen aufgerichtete Pyramiden, welche den Viehhirten bey gefallnem großen Schnee für einen Wegweiser dienen, S Das Rofenthal."

Als Vorarbeit für eine systematische Erforschung des Vernagtferners und seiner Geschichte in historischer Zeit veröffentlichte RICHTER (1892) das gesamte damals zugängliche Quellenmaterial. Von den später erschienen chronistischen Darstellungen sei die von v. SRBIK (1939) genannt. Die sorgfältigste Darstellung der historischen Schwankungen des Vernagtferners anhand einer kritischen Wertung aller verfügbaren Informationen, findet sich in der umfassenden Monographie über den Vernagtferner von FINSTERWALDER (1897). Leider liegen keine genauen Angaben über die Minimalstände zwischen den einzelnen Vorstößen vor. Bedeutsam ist diese Schrift jedoch wegen der darin veröffentlichten "Karte Vernagtferner von 1889" im Maßstab 1:10000, der ersten großmaßstäbigen, mittels Meßtischphotogrammetrie aufgenommenen Gletscherkarte, und wegen der am Beispiel des Vernagtferners entwickelten Gletschertheorie, die ein erstes deskriptives Modell der Eisbewegung bei einem stationären Gletscher darstellt.

#### 1.2.2 Vermessungen des Vernagtferners mit Berechnung der Flächen- und Volumensänderungen seit 1889

Mit der Aufnahme des Vernagtferners im Jahr 1889 und der damit erstellten Karte war an diesem Gletscher ein Forschungsprogramm begonnen worden, das seither in unterschiedlichem Umfang, aber nahezu ohne Unterbrechungen fortgeführt worden ist. In seiner ersten Phase bis etwa 1938 war es darauf konzentriert, durch laufende Vermessungen der Zungenrandlagen und wiederholte Gesamtaufnahmen die Veränderungen des Gletschers exakt zu erfassen sowie durch Ermittlung der Fließgeschwindigkeiten im Zungenbereich weitere einfach erfaßbare Parameter zu bestimmen. Die ausschließliche Anwendung geodätischer Meß- und Aufnahmefethoden, speziell der terrestrischen Photogrammetrie, ist charakteristisch für diese Phase. Mit der Entwicklung rein geometrischer Verfahren der Ableitung von Flächen-, Volumens- und Höhenänderungen durch FINSTERWALDER (1953, 1962) wurde damit die sog. "Alpine

Schule" der Gletscherforschung begründet, die im Gegensatz zur "Skandinavischen Schule" mit der Anwendung direkter glaziologischer Meßverfahren steht.

Weitere terrestrisch-photogrammetrische Gesamtaufnahmen des Vernagtferners einschließlich des benachbarten Guslarferners wurden in den Jahren 1912 durch O. v. Gruber und 1938 durch H. Schatz erstellt. Beide Aufnahmen wurden jedoch erst nach 1965 durch die Einbeziehung des Vernagtferners in ein glazialhydrologisches IHD-Forschungsprojekt bezüglich Flächen- und Volumensänderungen für die dazwischen liegenden Zeitintervalle ausgewertet (BRUNNER & RENTSCH 1972).

Im Rahmen dieses IHD-Programms wurde im Jahre 1966 auch eine neue Gesamtaufnahme des Vernagtferners durchgeführt. Für die Herstellung einer neuen Karte 1:10000 wurde indes nicht diese Aufnahme, sondern die Auswertung von Luftbildern eines Bildfluges vom 4.10.1969 benützt. Damit war ein Vergleich der kartographisch belegten Gletscherstände von Vernagt- und Guslarferner für die Zeitintervalle zwischen 1889, 1912, 1938 und 1969 möglich. Mit der von FINSTERWALDER (1897) vorgenommenen Berechnung des Volumens der Gletscherzunge zur Zeit des Hochstandes von 1848 konnten so die Volumensänderungen des Vernagtferners bis zurück zum letzten Maximalstand quantitativ angegeben werden. Die Zahlenwerte für die Flächen-, Volumen- und mittleren jährlichen Höhenänderungen sind jeweils für Höhenintervalle von 50 m für den Vernagt- und Guslarferner bei BRUNNER & RENTSCH (1972) tabellarisch und graphisch wiedergegeben.

Zusammenfassend sei vorweggenommen, daß sich der Vernagtferner im Zeitraum von 120 Jahren zwischen dem letzten postglazialen Maximalstand um 1845 und dem entsprechenden Minimalstand von 1964 in der flächenmäßigen Ausdehnung von 13,8 auf 9,5 km<sup>2</sup>, also um ein Drittel verkleinert hat. Durch den Vo-

lumenverlust von  $567 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  wurde der ursprünglich vorhandene Eisvorrat auf etwa die Hälfte reduziert. Zurückgerechnet auf den Minimalstand von 1964 ergibt sich anhand der seismischen Messungen und Auswertungen von MILLER (1972) ein Eisvolumen von  $560,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Nimmt man den bisher größten Nettomassenzuwachs eines Jahres der bisher vorliegenden Massenhaushaltsreihe, nämlich den des Jahres 1964/65 mit  $7,15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  als Maßstab, so bedürfte es ca. 80 derartiger Ausnahmejahre, um den Volumenverlust seit 1845 zu kompensieren. Anzeichen für eine Regeneration des Gletschers sind indessen in der letzten Zeit nicht erkennbar. Eher erscheinen weitere Volumenverluste nach einer Phase der Stagnation als wahrscheinlich.

1.2.3. Bestimmung der Massenhaushalte des Vernagtferners im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) (ab 1965)

Das seit 1926 durch Niederschlagsmessungen mit Totalisatoren sowie durch geophysikalische und meteorologische Untersuchungen ständig erweiterte Programm der gletscherkundlichen Arbeiten im Rofental erfuhr eine wesentliche Neuorientierung durch die Aufnahme direkter glaziologischer Massenhaushaltsbestimmungen am Hintereisferner im Jahre 1952/53 und ab 1957/58 auch am Kesselwandferner, welche durch das Institut für Meteorologie und Geophysik der Univ. Innsbruck unter Leitung von H. Hoinkes durchgeführt wurden. Ergänzende hydrologische und meteorologische Arbeiten erbrachten weitere wichtige Beiträge zur Untersuchung des Einflusses der Gletscher auf den Wasserhaushalt der betreffenden Einzugsgebiete. Das Untersuchungsgebiet (Einzugsgebiet Pegel Steg-Hospiz, Abb. 1.1) umfaßte eine Fläche von  $26,6 \text{ km}^2$  mit einem vergletscherten Anteil von  $15,4 \text{ km}^2$  oder 58 %. Die spezielle Förderung dieser Arbeiten mit Beginn der IHD (1965) erlaubte es, eine Ausdehnung des hydrologisch und glaziologisch erfaßten

Gebietes vorzusehen, wobei in einer Kooperation des Innsbrucker Instituts und einer Münchener Arbeitsgruppe die Überwachung der beiden von Vent ausgehenden Täler, des Niedertals und Rofentals, angestrebt wurde. Der Einbau von Pegeln in beiden Vorflutern, der Niedertal- und Rofenache, unmittelbar vor dem Zusammenfluß zur Venter Ache bildete dabei einen wesentlichen Teil der Planung. Die Summe der beiden Abflüsse sollte durch den bereits vorhandenen Pegel Vent/Venter Ache zusätzlich kontrolliert werden. Im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft war geplant, der bislang mit gletscherkundlichen Arbeiten im Gurglertal befaßten Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München die massenhaushaltsmäßige Überwachung der großen Gletscher des Niedertals, speziell des Schalfferners mit  $8,62 \text{ km}^2$ , zu übertragen. Das Gesamtprojekt erwies sich jedoch in diesem Umfang als zu aufwendig und der Einbau eines Pegels in der Niedertalache auch langfristig als nicht realisierbar. Die Untersuchungen wurden deshalb auf das durch die Vorarbeiten wesentlich besser erschlossene Rofental beschränkt. Bei der Überwachung der großen Gletscher dieses Tales konzentrierte sich die Münchener Gruppe nun auf den Vernagtferner, so daß einzig der Hochjochferner ohne Meßprogramm blieb. Am Vernagtferner wurde im Sommer 1965 mit dem Aufbau eines Netzes von Ablationspegeln begonnen, das 1966 vervollständigt wurde. Mit den Akkumulationsbestimmungen im Herbst 1966 wurde so der Massenhaushalt 1965/66 als erster der seither in kontinuierlicher Folge ermittelten Jahreswerte der Nettomassenänderungen des Vernagtferners bestimmt (s. Abschn. 3.6.1).

1.2.4 Erweiterung des Massenhaushaltsprogramms am Vernagtferner im Rahmen des Programms "Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins" der IHD (ab 1973)

Zur Untersuchung der Relation von Gletschermassenhaushalt und Wasserhaushalt vergletscherter Einzugsgebiete in Abhängigkeit

von den meteorologischen Bedingungen, insbesondere der Energiebilanz an der Gletscheroberfläche, wurde im Rahmen der IHD von der International Commission of Snow and Ice (ICSI) der International Association of Hydrological Sciences (IAHS) das Programm "Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins" (UNESCO 1970, 1973) initiiert, das wegen der hohen messtechnischen Anforderungen auf eine vergleichsweise geringe Zahl von Testgebieten beschränkt bleiben mußte. Wegen der langen Beratungs- und Planungsphase lief dieses IHD-Programm erst relativ spät, im Jahr 1973 an.

Die Anstrengungen der Kommission für Glaziologie wurden nun darauf gerichtet, das Vernagtprojekt im Sinne des "Combined Balance Program" fortzuführen. Daneben sollten bei der Untersuchung des Massenhaushalts, durch unabhängige Überbestimmung der zu erfassenden Parameter Aussagen über die Zuverlässigkeit und die Leistungsfähigkeit der verfügbaren Methoden erhalten werden. Hierzu waren die geodätische, die direkte glaziologische und die hydrologisch-meteorologische Methode zu vergleichen. Während die beiden ersten Verfahren eine hinlänglich gute räumliche Auflösung der zu erfassenden Massenänderungsbeträge aufweisen, zeitlich aber nur Mehrjahres- bzw. Jahresbeträge ergeben, vermag die hydrologisch-meteorologische Methode, welche die Eisvorratsänderung des Gletschers aus der hydrologischen Bilanz von Niederschlag, Abfluß und Verdunstung ableitet, die ablativen und akkumulativen Prozesse am Gletscher mit wesentlich höherer zeitlicher Auflösung zu beschreiben. Eine flächenmäßige Zuordnungsmöglichkeit entfällt hier allerdings weitgehend. Die Grundlagen und spezifischen Probleme der verschiedenen Methoden wurden von HOINKES (1970) eingehend erörtert und am Beispiel des Hinterseisferners demonstriert.

Eine wesentliche Voraussetzung für die erfolgreiche Anwendung der hydrologisch-meteorologischen Methode ist eine genaue, zuverlässige und möglichst gletschernahe Abflußmessung. Dies

setzt wiederum im Gelände entsprechende Gegebenheiten für die Errichtung einer Abflußmeßstelle voraus. Vor allem muß die Meßstelle den gesamten Abfluß des Einzugsgebiets erfassen, was meistens bei den mächtigen Verfüllungen der Gletschervorfelder nur schwer realisierbar ist.

Welchen Schwierigkeiten Abflußmessungen in Gletscherbächen begegnen, zeigen z.B. die von LANG (1966) im Hintereisbach am Pegel Steg-Hospiz (2287 m ü.NN) durchgeführten Messungen. Hier verursachten größere Hochwässer jeweils Veränderungen des Gerinnequerschnittes, so daß nur zeitlich begrenzt gültige Pegeleichkurven verfügbar waren. Im Vernagtbach erwiesen sich die Voraussetzungen für die Abflußmessungen insgesamt günstiger, so daß hier mit Nachdruck versucht wurde, eine entsprechende Meßstelle zu installieren.

Die erste Planung für diese Abflußmeßstelle konnte auf ein 1968 erarbeitetes Konzept zurückgreifen: Circa 800 m vor dem damaligen Gletscherende durchfließt der Vernagtbach auf ca. 60 m Länge ein in den anstehenden Fels eingetieftes Bachbett mit einem Absturz etwa in der Mitte dieses Abschnittes und einem ausgekolkten Becken unterhalb des Absturzes. Die erste Version der Meßstelle sah vor, am Ende dieses Beckens ein Meßwehr zu installieren. Beobachtungen bei hohen Abflußwerten zeigten jedoch, daß bei dieser Anordnung die Dimensionen des Beckens für eine Stabilisierung der Strömungsverhältnisse nicht ausreichend waren. Als alternative Lösung wurde daher der Einbau einer Meßrinne oberhalb des Absturzes vorgesehen. Das hydraulische Konzept, die Dimensionierung, sowie die technische und bauliche Ausführung wurde in umfangreichen, alle einschlägigen Erfahrungen berücksichtigenden Planungen erarbeitet. Dabei hatte das hydraulische Konzept der Anlage der hohen Energie und Turbulenz der Strömung Rechnung zu tragen, die Dimensionierung war dem großen Schwankungsbereich der Wasserführung zwischen winterlichem Minimalabfluß und sommerlichen Spitzenwerten, der mehrere Zehnerpotenzen um-

faßt, anzupassen, die technische Ausführung mußte der enormen Geschiebefracht und Schwebstofflast sowie den Frostwirkungen gerecht werden.

Dem schwierigen Problem der Dimensionierung des Gerinnes dienten umfangreiche Voruntersuchungen zur Wasserführung im Vernagtbach. Sie stützten sich auf Farbtracermessungen, die freundlicherweise das Physikalische Institut der Universität Innsbruck (JOCHUM 1973) übernommen hatte. Diese Messungen ermöglichten es aus der Relation der kurzzeitig ermittelten Abflußbeträge des Vernagtbaches zu den langfristig registrierten Abflußwerten der Rofenache Angaben über zu erwartende Spitzenbeträge des Abflusses abzuleiten.

Durch die finanzielle Förderung des Vorhabens durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Sachbeihilfe Bu 10/37 u. 10/42) und die Übernahme der Bauausführung durch die Gebietsbauleitung Imst der Wildbach- und Lawinenverbauung der Forsttechnischen Sektion Innsbruck konnte schließlich die Anlage realisiert werden. Dabei begegnete die erforderliche wasserrechtliche Genehmigung für Errichtung und Betrieb der Meßstation keinen Schwierigkeiten; hingegen verursachten die Probleme, die dem Transport von Baugerät und -material sowie des Baupersonals entgegenstanden, eine Verzögerung des Baubeginns von zwei Jahren, wobei letztlich der Transport unter Verzicht auf schweres Baugerät und Personalbeförderung mit Hubschraubereinsätzen bewältigt werden mußte; die Verlegung einer bereits im Gelände vorhandenen kleinen Materialseilbahn zur Vernagthütte (2774 m) brachte dabei eine gewisse Erleichterung des Transportproblems. Die Fertigstellung der Anlage erfolgte in elfwöchiger Bauzeit. Eine ausführliche Beschreibung der konstruktiven Details und der Baugeschichte findet sich bei BERGMANN & REINWARTH (1976). Abb. 1.5 zeigt eine Ansicht der Pegelstation mit dem 1975 errichteten Anbau (s. Abschn. 3.5.1).





Abb. 1.5: Pegelstation Vernagtbach (2640 m ü.NN), von Süden aus gesehen. Im Hintergrund der Vernagtferner, der das Einzugsgebiet der Pegelstation weitgehend vergletschert. (Aufnahme: H. Oerter, 5.9.1979)

Der nahezu störungsfreie Betrieb der Anlage seit dem Sommer 1974 zeigt, daß das technische Gesamtkonzept den extremen Bedingungen und Erfordernissen in jeder Hinsicht gerecht wurde, ein Umstand der in der Routine des Meßbetriebes heute kaum noch beachtet wird.

### 1.3 Glazialhydrologische Arbeiten auf benachbarten Gletschern (Hintereisferner, Kesselwandferner) in den Jahren 1968-1977

#### 1.3.1 Einführung

Die im nachfolgenden beschriebenen Untersuchungen sind in Zusammenarbeit des GSF-Instituts für Radiohydrometrie mit dem Physikalischen Institut der Universität Innsbruck in den Jahren 1968-1977 durchgeführt worden. Das Ziel war, durch Einsatz neuartiger Methoden erste Ansätze zur Klärung glazialhydrologischer Probleme, insbesondere zur Frage nach dem intraglazialen Wasserabfluß, sowie den Wegen und Verweilzeiten des Schmelzwassers im Gletscher und Gletschervorfeld zu finden. Als Untersuchungsgebiet bot sich das Einzugsgebiet der Rofenache (s. Abschn. 1.1) an, aus dem bereits damals langjährige glaziologische und meteorologische Untersuchungswerte (z.B. HOINKES 1970) vorlagen und das hydrologisch durch den Pegel Vent/Rofenache kontrolliert werden konnte. Die eigentlichen Gletscheruntersuchungen wurden am Hintereisferner (mittlere Höhe 3020 m ü.NN) und am Kesselwandferner (mittlere Höhe 3180 m ü.NN) durchgeführt.

#### 1.3.2 Untersuchungsmethoden

Für die Untersuchungen wurden im wesentlichen Tracermethoden herangezogen. Als Tracer dienten dabei die Gehalte der das Wasser von Natur aus markierenden Umweltisotope ( $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) und Salze (elektrolytische Leitfähigkeit) sowie künstlich in das hydrologische System eingebrachte Fluoreszenztracer. Daneben erfolgten noch Abflußmessungen mit dem Meßflügel, insbesondere zur Eichung des Pegels Vent/Rofenache. Für die allgemeinen Grundlagen dieser Meßtechniken und für meßtechnische Einzelheiten sei auf die Literatur (z.B. MOSER & RAUERT 1980, IAEA 1983) verwiesen.

Im glazialhydrologischen Bereich beruht die Anwendung von Messungen des Gehalts an den stabilen Isotopen  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  im wesentlichen auf Isotopenfraktionierungen, die bei Phasenumwandlungen (Verdunstung, Kondensation, Sublimation) temperaturabhängig auftreten (z.B. MOSER & STICHLER 1980; s. Abschn. 4.1.3.2)). Dabei ergeben sich folgende Effekte:

- Höheneffekt: Mit zunehmender orographischer Höhe tritt in den Niederschlägen, auch im Schnee, eine Abnahme des  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes auf. Sie beträgt etwa 1,5-2,5  $\delta^2\text{H}\text{-‰}$  bzw. 0,2-0,3  $\delta^{18}\text{O}\text{-‰}$  pro 100 m Höhendifferenz.<sup>1)</sup>
- Jahreszeitlicher Gang: Die  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der Niederschläge weisen im Sommer ein Maximum, im Winter ein Minimum auf. Im Untersuchungsgebiet liegt die jahreszeitliche Schwankung der Monatsmittel bei etwa 100  $\delta^2\text{H}\text{-‰}$  bzw. 12  $\delta^{18}\text{O}\text{-‰}$ .
- Isotopengehaltsänderung bei der Verdunstung: Bei Verdunstungsvorgängen (z.B. an der Schneeoberfläche) tritt stets eine Anreicherung von  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  in der kondensierten Phase auf. Dabei kann eine Verschiebung des Verhältnisses zwischen  $\delta^2\text{H}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert in der Weise auftreten, daß  $^{18}\text{O}$  stärker als  $^2\text{H}$  angereichert wird. Als Maß dient hierbei oft der "Deuteriumexzess"  $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ .

Der heute im Wasserkreislauf vorhandene Gehalt an radioaktivem Tritium  $^3\text{H}$  (Halbwertszeit 12,35 a) stammt im wesentlichen aus dem Kernwaffen-Fallout seit 1952. Abb. 1.6 zeigt den zeitlichen Verlauf der Monatsmittelwerte der  $^3\text{H}$ -Gehalte der Niederschläge, der in etwa auch für das Unter

1) Der  $\delta^2\text{H}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert gibt die ‰-Abweichung des  $^2\text{H}$ - bzw.  $^{18}\text{O}$ -Gehalts vom Standard V-SMOW an. Die Meßgenauigkeit (2 $\sigma$ -Kriterium) beträgt für  $\delta^2\text{H} \pm 1$  ‰, für  $\delta^{18}\text{O} \pm 0,15$  ‰.

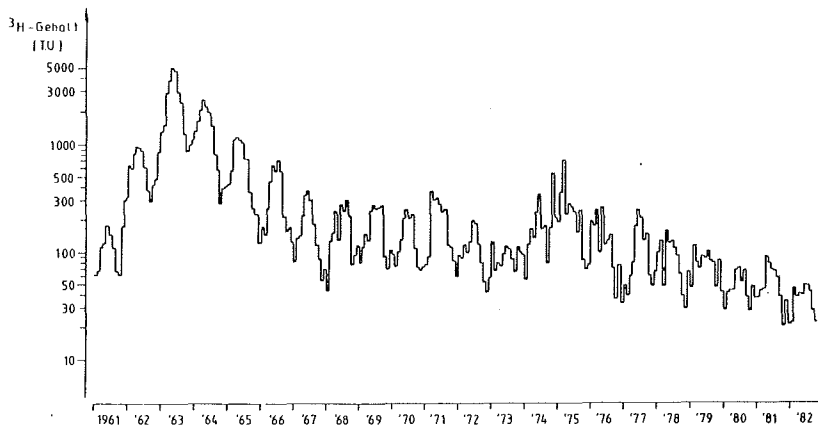


Abb. 1.6: Monatsmittelwerte des  $^3\text{H}$ -Gehalts der Niederschläge im Einzugsgebiet des Rheins, ergänzt durch Daten aus Oberbayern (aus MOSER & RAUERT 1985).

suchungsgebiet gilt. Mit Hilfe dieser Inputfunktion können somit aus den  $^3\text{H}$ -Gehalten<sup>2)</sup> von Grund- und Oberflächenwasser (bzw. Eis) Rückschlüsse auf Verweilzeiten des Niederschlagwassers in einem hydrologischen System (z.B. im Gletscher) gezogen werden, wobei der Aussagezeitraum einige Jahrzehnte zurückreicht.

Fluoreszenztracer eignen sich zur Markierung von Wasser wegen ihrer hohen Nachweisempfindlichkeit und geringen Nachweisgrenze (Tab. 1.4) besser als die sonst häufig verwendeten Salze. Dabei ist es bei geeigneter Auswahl möglich, diese beim Nachweis durch ihre spektralen Eigenschaften so zu unterscheiden, daß mehrere dieser Tracer nebeneinander ohne gegenseitige Störung in einem Markierungsversuch eingesetzt

2) Der  $^3\text{H}$ -Gehalt wird in T.U. (Tritium unit) gemessen. 1 T.U. entspricht einer Isotopenkonzentration von  $^3\text{H}/\text{H}$  von  $10^{-18}$  und einer Aktivitätskonzentration von 0,119 Bq  $^3\text{H}/\text{l}$  Wasser. Die Nachweisgrenze ( $2\sigma$ -Kriterium) liegt bei etwa 0,1 T.U.).

und nachgewiesen werden können (BEHRENS 1973). Neben dem Nachweis von hydraulischen Verbindungen durch eine solche Markierung kann die an einer Nachweisstelle gemessene Konzentration-Zeit-Verteilung einer momentan zugegebenen Tracermenge Auskunft über die hydraulischen Eigenschaften des Wasserwegs erbringen. In turbulenten Gerinnen (z.B. in Gebirgsbächen) kann der Abfluß durch kontinuierliche bzw. momentane Zugabe einer definierten Fluoreszenztracermenge mit nachfolgender Messung der Konzentration bzw. des Konzentration-Zeit-Integrals unterhalb einer Durchmischungsstrecke einfach und genau bestimmt werden (z.B. BEHRENS et al. 1971).

Fluoreszenz-tracer (nm)	Anregungs-maximums (nm)	Emissions-maximums (10 <sup>-9</sup> g/ml)	Nachweisgrenze
Uranin A	492	515	0,005
Eosin	515	525	0,1
Sulforhodamin G	535	552	0,008
Rhodamin FB	555	578	0,1

Tab. 1.4: Spektrale Eigenschaften und Nachweisgrenzen der verwendeten Fluoreszenztracer (nach BEHRENS & ZUPAN, 1976)

### 1.3.3 Ergebnisse

#### 1.3.3.1 Klassifizierung der Schnee-, Eis- und Schmelzwasser-komponenten des Gletschers nach ihrem Isotopengehalt

Die örtlich und zeitlich verschiedenen Isotopengehalte in den Niederschlägen führen zu einem bezüglich der Isotopengehalte inhomogenen Aufbau der Schneedecke während der Akkumulationsperiode: Im Tiefenprofil der Neuschneedecke spiegelt sich der jahreszeitliche Gang der Isotopengehalte und in deren einzelnen Schichten der Isotopenhöheneffekt der Niederschläge wider. Während der Ablation, bei der die Schneedecke

i.allg. von oben her abschmilzt (z.B. MOSER & STICHLER 1980), tritt diese Schichtung der Isotopengehalte an der Gletscheroberfläche zutage. Abb. 1.7 zeigt hierzu die Höhenabhängigkeit der  $^2\text{H}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalte von Schneeproben, die zu Beginn der Ablationsperiode (Ende Juli) von der Oberfläche des Hintereisferners entnommen wurden. Die  $^3\text{H}$ -Gehalte steigen ab der Altschneelinie steil an und erreichen bei etwa 3000 m ü.NN einen annähernd konstanten Wert. Die zunehmende Abschmelzung mit abnehmender Höhe läßt damit jene Schneeschichten zutage treten, die aus Niederschlägen des Frühjahrs und Winters stammen und daher einen geringeren  $^3\text{H}$ -Gehalt besitzen (Abb. 1.6); die oberhalb 3000 m ü.NN beobachteten  $^3\text{H}$ -Werte repräsentieren dagegen den kurz vor der Probennahme gefallenen Schnee. Auch die  $^2\text{H}$ -Gehalte steigen zunächst steil ab der Altschneelinie bis etwa 3100 m an, was wie bei den  $^3\text{H}$ -Gehalten mit dem Zutagetreten des an  $^2\text{H}$  abgereicherten Schnees aus der kalten Jahreszeit erklärt werden kann. Die Verminderung der  $^2\text{H}$ -Gehalte mit zunehmender Höhe ab 3100 m ü.NN muß dem Isotopenhöheneffekt der frisch gefallenen Niederschläge zugeordnet werden.

Eine statistische Auswertung von  $\delta^2\text{H}$ -Werten, gemessen an Proben von Schnee, Schneeschmelzwasser, Eis und Eisschmelzwasser des Hintereisferners ergab eine deutliche Abnahme der Streubreite der  $\delta$ -Werte vom Schnee über das Eis bis zum Abfluß, welche die Homogenisierung des Isotopengehalts durch die hydraulische Durchmischung widerspiegelt. Andererseits zeigten sich jedoch markante und zeitlich differenzierte Unterschiede im mittleren Isotopengehalt der einzelnen Komponenten des Gletscherabflusses, durch welche die einzelnen Wässer auf natürliche Weise markiert werden. So ließ sich auf Grund des  $^3\text{H}$ -Gehalts z.B. Schmelzwasser aus altem Gletschereis, das aus Niederschlägen vor den Kernwaffentests stammt und daher praktisch kein  $^3\text{H}$  enthält, von Schneeschmelzwasser aus Niederschlägen der letzten Jahre gut unterscheiden. Unterschiedliche  $^2\text{H}$ - bzw.  $^{18}\text{O}$ -Gehalte hat-

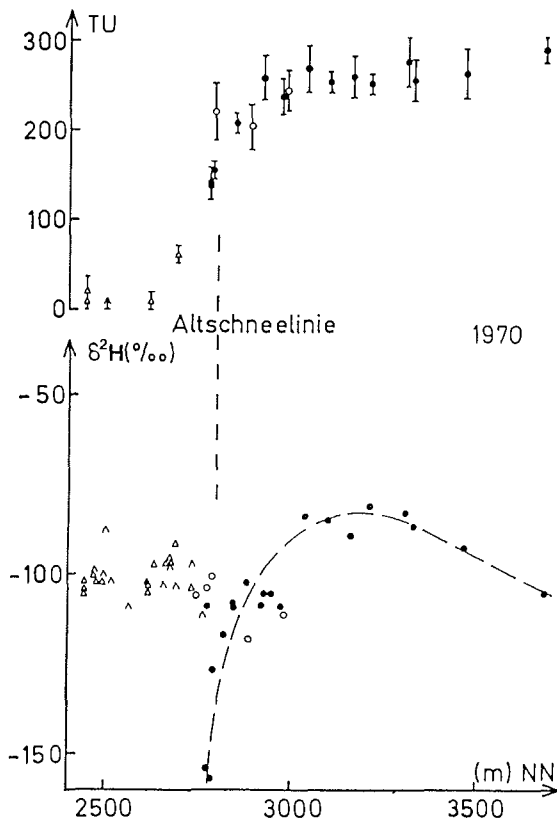


Abb. 1.7:  $^2\text{H}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalt von Schnee-, Eis- und Schmelzwasserproben, gesammelt vom 22.-24.7.1970 von der Oberfläche des Hintereisferners (Ötztaler Alpen), in Abhängigkeit von der Höhe der Probenahmestelle (MOSER et al. 1972).  
△ Eis, △ Eisschmelzwasser, ● Schnee, ○ Schneeschmelzwasser

ten dagegen z.B. direkt abfließende Schmelzwässer während der sommerlichen Ablationsperiode, die aus Sommerniederschlägen stammten und/oder lange Zeit an der Gletscheroberfläche exponiert waren und daher relativ hohe  $\delta$ -Werte besitzen gegenüber Wässern, die aus Winterniederschlägen stammten, intra- oder subglazial abgeflossen sind und damit niedrigere  $\delta$ -Werte aufweisen.

#### 1.3.3.2 Glazialhydrologische Folgerungen aus Messungen von Isotopengehalten und aus Markierungsversuchen

Die beschriebene Markierung der einzelnen Abflußkomponenten im Gletscherbach wurde zur Erstellung von Abflußbilanzen genutzt. Als Modellvorstellung wurde angenommen, daß sich der Gesamtabfluß  $Q_t$  aus Eisschmelzwasser  $Q_i$ , oberflächlich schnell abfließenden Schneeschmelzwasser  $Q_s$  und intra- und subglazial abfließenden Schneeschmelzwasser  $Q_g$  zusammensetzt:  $Q_t = Q_i + Q_s + Q_g$ . Weitere Annahmen waren, daß der  $^3\text{H}$ -Gehalt von  $Q_i$  gleich Null ist (s. oben) und die  $^3\text{H}$ -Gehalte von  $Q_s$  und  $Q_g$  sowie die  $^2\text{H}$ -Gehalte von  $Q_i$  und  $Q_s$  jeweils etwa gleich sind.

Abb. 1.8 zeigt als erstes ausgewertetes Meßbeispiel den Tagesgang der  $^2\text{H}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalte im Abfluß des Hintereisferners während einer sommerlichen Ablationsperiode sowie die zugehörige, aus Verdünnungsmessungen eines Fluoreszenztracers ermittelte Ganglinie des Gesamtabflusses  $Q_t$ . Zusätzlich sind die aus der oben skizzierten Modellrechnung mit Hilfe der Isotopenbilanz ermittelten Abflußanteile  $Q_g$ ,  $Q_i$  und  $Q_s$  eingetragen. Man erkennt, daß der intra- und subglaziale Abfluß wegen seiner relativ langen Verweilzeit gegenüber der Beobachtungszeit keinen signifikanten Tagesgang zeigt. Eine weitere Differenzierung der Abflußanteile wurde später durch Messungen der elektrolytischen Leitfähigkeit erreicht (s. Abschn. 3.4.5).



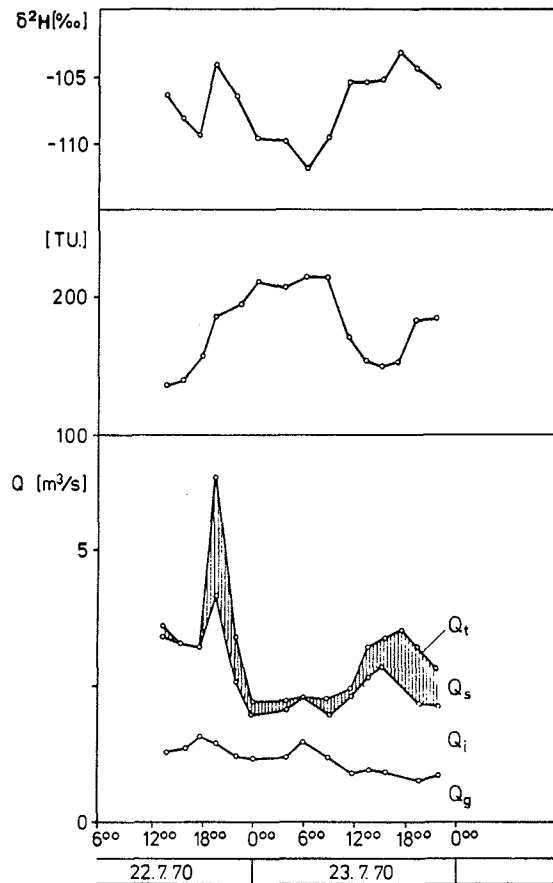


Abb. 1.8: Tagesgänge des  $^2\text{H}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalts, des Gesamt-  
abflusses  $Q_t$  und der berechneten Abflußanteile  
 $Q_g$ ,  $Q_i$  und  $Q_s$  (siehe Text) im Hintereisbach  
(BEHRENS et al. 1971).

Neben diesen Messungen der Tagesgänge wurden auch mehrjährige Meßreihen der jahreszeitlichen Variationen der Isotopengehalte im Gletscherbach ausgewertet (z.B. AMBACH et al. 1976). Abb. 1.9 zeigt am Beispiel des Hintereisbachs, daß die  $^3\text{H}$ - und  $^2\text{H}$ -Gehalte im Winter annähernd konstant und relativ hoch sind. Im Frühjahr sinkt mit beginnender Ablation der  $^3\text{H}$ -Gehalt ab, da  $^3\text{H}$ -arme Schneeschichten der Winter- und Frühjahrsniederschläge abschmelzen. Der Beginn der Ablationsperiode ist außerdem durch ein scharf ausgeprägtes Minimum des  $^2\text{H}$ -Gehalts gekennzeichnet, welches durch das Schmelzwasser der Winterschneedecke verursacht wird. Während des Hochsommers treten starke, witterungsbedingte Schwankungen auf: In Schönwetterperioden mit langdauernder Ablation sinken die  $^3\text{H}$ -Gehalte durch die überwiegende Eisabschmelzung ab, während die  $^2\text{H}$ -Gehalte aus demselben Grund ansteigen (Abb. 1.9, Periode A-B). Tritt kaltes Wetter ein, so steigt sofort der  $^3\text{H}$ -Gehalt wieder an, während der  $^2\text{H}$ -Gehalt absinkt (Abb. 1.9, Perioden C-D, H-K-L, R-S). Ist dieser Kaltwettereinbruch von Schneefällen begleitet, so steigt mit wiederbeginnender Ablation der  $^3\text{H}$ -Gehalt weiter an, bis der Neuschnee abgeschmolzen ist. Eine ausführliche Analyse des Verlaufs der Isotopengehalte in der Rofenache (1971-1977) erbrachte signifikante Korrelationen mit dem Einsetzen der Schnee- und Eisschmelzperiode, mit dem Temperaturverlauf während der Schmelzperiode sowie mit der Höhe und Fläche des Ablationsgebiets. So ergab sich z.B. ein linearer Zusammenhang zwischen den am Ende der Ablationsperiode auftretenden Höchstwerten der  $^2\text{H}$ -Gehalte im Gesamtabfluß und der in diesem Jahr beobachteten Höhenlage der Gleichgewichtslinie (AMBACH et al. 1978a, 1982).

Durch Markierungsversuche mit verschiedenen Fluoreszenztracern und mit Hilfe der Ganglinien der  $^3\text{H}$ -,  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte wurde weiterhin systematisch versucht, Vorstellungen über die Abfluvorgänge im Gletscher, insbesondere über die Verweilzeiten des abfließenden Schmelzwassers zu

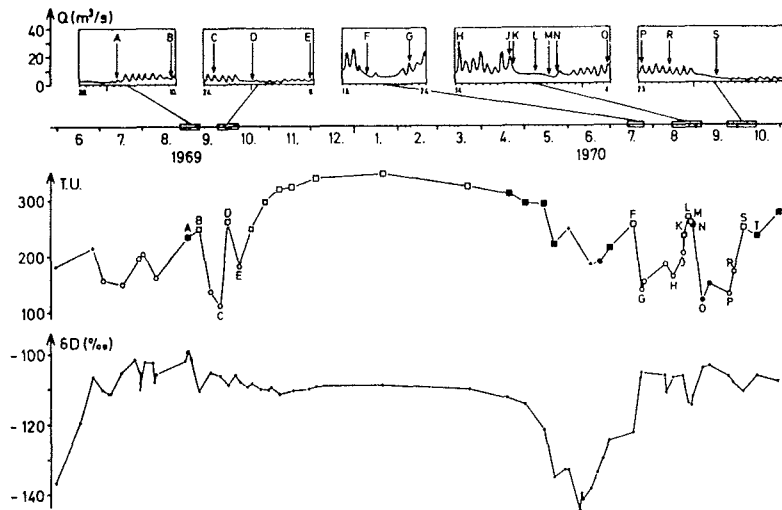


Abb. 1.9: Jahresgänge des  $^3\text{H}$ - und  $^2\text{H}$ -Gehalts im Hintereisbach. Die oben eingezeichneten Abflußganglinien der Rofenache an der Pegelstation Vent/Rofenache charakterisieren spezielle Wetterzustände (BEHRENS et al. 1971).

Probennahmezustände:

- Unterbrechung der Ablation auf längere Zeit
- Eisablation vorherrschend
- + Schneeablation vorherrschend
- Eis- und Neuschneeablation
- Nur Spuren von Schneeablation

gewinnen. Dabei zeigte sich, daß je nach dem Ablationszustand des Gletschers und dem Bereich, in dem das Schmelzwasser produziert wird, verschiedene hydraulische Abflußsysteme wirksam werden, die Wasser mit unterschiedlicher Verweilzeit an den Gletscherbach abgeben. Die Untersuchungen wurden im wesentlichen am Hintereisferner durchgeführt, wobei als Meß- und Nachweisstelle oft der Pegel Vent/Rofenache wegen seiner besseren Zugänglichkeit diente. Die Fließzeit und die Dispersion des Wassers auf dem Weg vom Hintereisferner nach Vent war durch vorangegangene Markierungsversuche (BEHRENS et al. 1971, 1974) hinreichend bekannt.

Zur Messung der Abfluvorgänge im Ablationsgebiet wurden Zuflüsse (1-200 l/s) von Gletschermühlen und -spalten mit Fluoreszenztracern markiert und deren Wiederaustritt am 1-5 km entfernten Gletschertor verfolgt (AMBACH et al. 1972, BEHRENS et al. 1975). Dabei ergaben sich mittlere Abstandsgeschwindigkeiten von 0,5-1 m/s, wobei die Fließgeschwindigkeiten i.allg. mit wachsendem Zufluß zunahmen. Aus einem 30 h währenden Dauerversuch über eine Strecke von 1,5 km mit 14 Tracerzugaben konnte außerdem die lineare Abhängigkeit des Dispersionskoeffizienten von der Abstandsgeschwindigkeit bestätigt werden. Dabei deutete die Größe des Dispersionskoeffizienten darauf hin, daß das Schmelzwasser seinen Weg weitgehend in einem Freispiegelgerinne zurücklegt. Insgesamt ergab die hydraulische Auswertung, daß innerhalb des Ablationsgebiets keine größeren wassergefüllten Hohlräume durchströmt werden, wenngleich manche Tracerdurchgangskurven auf Verzweigungen im Abflußsystem hinweisen (AMBACH & JOCHUM 1973).

Wesentlich komplizierter und ungeklärter stellte sich das Abflußgeschehen im Akkumulationsgebiet dar. Bei den orientierenden Markierungsversuchen wurden Fluoreszenztracerlösungen auf der Gletscheroberfläche des Hintereisferners in verschiedenen Höhenbereichen ausgelegt und der Tracerdurchgang am Pegel Vent/Rofenache, teilweise auch am Hintereisbach beobachtet (AMBACH et al. 1974, BEHRENS et al. 1976). Bei der Einbringung des Tracers nahe der Gleichgewichtslinie ergab sich eine Fließzeit von ca. 17 Std. vom Markierungsort bis zum Erreichen des Abflußsystems des Ablationsgebiets. Der Tracerdurchgang (Abb. 1.10) erfolgte dabei in mehreren Maxima, die den einzelnen Ablationsphasen aufeinanderfolgender Tage zugeordnet werden konnten. Etwa 50 % des ausgelegten Tracers wurden am Gletscherbach ausgebracht. Bei Markierungen im hoch gelegenen Teil des Akkumulationsgebiets wurden unterschiedliche Ergebnisse gefunden: Eine kurz vor einer Schlechtwetterperiode im Juni durchgeführte Markierung

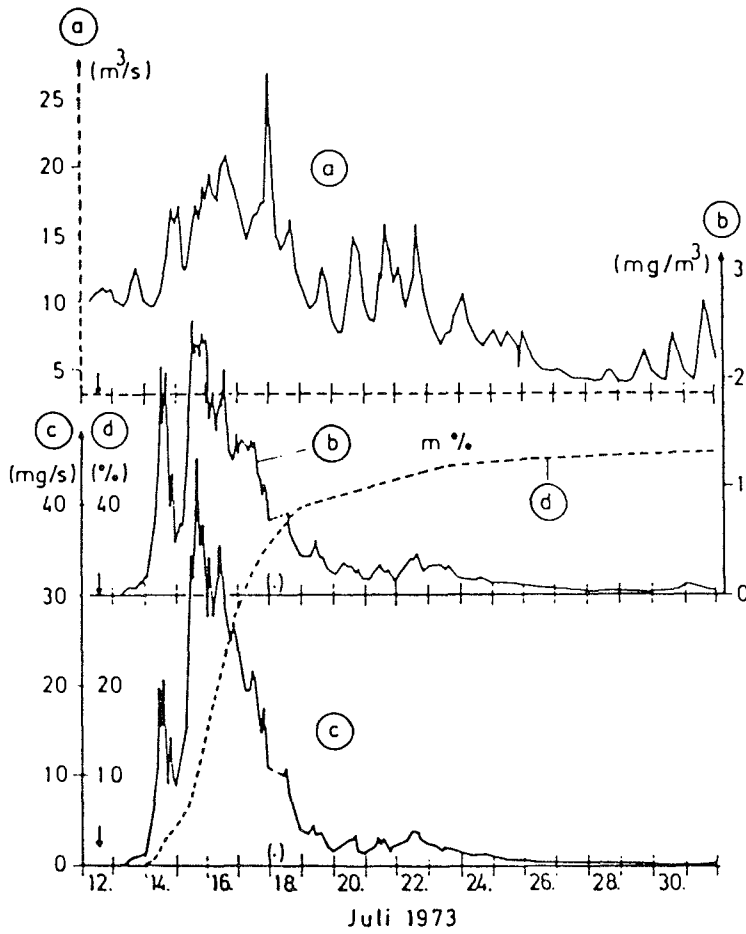


Abb. 1.10: Wasserführung (a), Konzentration-Zeit-Verteilung des Tracers (b), Tracerabfluß (c) und ausgebrachter Anteil der eingegebenen Tracermenge (d) am Pegel Vent/Rofenache während eines Markierungsversuchs im Akkumulationsgebiet des Hintereisferners (Ötztaler Alpen). Der Pfeil zeigt den Zeitpunkt der Tracerauslegung an der Gletscheroberfläche (AMBACH et al. 1974).

konnte nicht im Gletscherbach nachgewiesen werden. Augenscheinlich gelangte der Tracer durch die nachfolgenden Schneefälle unter die Oberfläche und schließlich in die Jahresrücklage ohne vom Schmelzwasser ausgewaschen zu werden, wohl bedingt durch eine Eislamelle über der Tracerlösung. Eine zweite Markierung, die vor einer Schönwetterperiode im Juli ausgelegt wurde, erschien erstmals nach 10 Tagen, in ihrem Maximum nach 17 Tagen im Gletscherbach. 70 % des Tracers wurden ausgebracht, wobei der größte Teil bereits in der ersten Schönwetterperiode ausgewaschen wurde. Unter Annahme der damaligen Kenntnisse der vertikalen Sickergeschwindigkeiten (TUJINO 1968, WAKAHAMA 1968) von  $10^{-2}$  bis  $10^{-3}$  cm/s wurde aus dem Markierungsversuch gefolgert, daß das den Firn durchsickernde Wasser nach einer relativ kurzen Sickerstrecke bereits auf eine hydraulisch gut leitende Verbindung stößt, die das Schmelzwasser in das röhrenförmige innere Abflußsystem des Ablationsgebiets drainiert.

An einem ca. 30 m tiefen Firnschacht und an zahlreichen Bohrlöchern im Akkumulationsgebiet des Kesselwandferners wurde in den Jahren 1974-1979 zu Beginn der Ablationsperiode die Ausbildung einer mit Wasser gesättigten Firnschicht (Firnwasserleiter) über dem wasserundurchlässigen Gletschereis beobachtet und untersucht (AMBACH et al. 1978b, BEHRENS et al. 1979a). Dieser Firnwasserleiter erstreckte sich über den gesamten Bereich der Bohrungen, wobei die Tiefe des Wasserspiegels unter der Gletscheroberfläche zur Gleichgewichtslinie hin abnahm. Ihre Mächtigkeit schwankte witterungsbedingt mit einer Reaktionszeit von ca. 3 Tagen. Am Ende der Ablationsperiode wurde ein weitgehender Abbau der wassergesättigten Schicht festgestellt. Zur Untersuchung des Fließverhaltens im Firnwasserleiter wurden neben den Wasserspiegelmessungen auch Fluoreszenztracerversuche durchgeführt. Dabei wurde versucht, aus der Konzentrationsabnahme des Tracers im Schachtwasser den Schmelzwasserdurchfluß im Firnwasserleiter zu bestimmen. Unter einfachen hydraulischen

Voraussetzungen ergaben sich so im Schachtbereich eine Filtergeschwindigkeit von ca.  $3 \cdot 10^{-6}$  m/s und ein  $k_f$ -Wert von  $3 \cdot 10^{-5}$  m/s.

Neben der direkten Erfassung von Abflußmechanismen und Verweilzeiten wurde auch begonnen, in Modellrechnungen indirekt hydrologische Verweilzeiten unter Verwendung der zeitlichen Variationen der Isotopengehalte im Gletscherbach abzuschätzen (LÖSCHHORN et al. 1976). Dabei wurde die nach Beendigung der Ablationsperiode sich einstellende, asymptotisch abnehmende  $^2\text{H}$ -Konzentration als Output-Funktion eines Linear-speichers mit konstantem Volumen verwendet, in dem das nach Ende der Ablation vorhandene Schmelzwasser durch sub- und intraglaziales Wasser mit konstantem  $^2\text{H}$ -Gehalt ersetzt wird. Die Rechnung ergibt für das Einzugsgebiet der Rofenache eine Speicherkonstante entsprechend einer mittleren Verweilzeit von ca. 100 Tagen. In einer anderen Modellrechnung wurde als Input-Funktion eines Linear-speichers der zeitliche Verlauf der Jahresmittelwerte der  $^3\text{H}$ -Gehalte in den Niederschlägen, als Output-Funktion der Verlauf der  $^3\text{H}$ -Gehalte im Winterabfluß der Rofenache der Jahre 1971/72-1974/75 eingesetzt. Die Modellrechnung ergab in diesem Fall mittlere Verweilzeiten von etwa 4 Jahren (s. Abschn. 3.5.2.4).

2. Erweiterung des Vernagtprogramms zu einem glazialhydrologischen Forschungsprojekt im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 81

2.1 Stand der Forschung vor Beginn des Teilprojekts A1

Die Gesamtsituation für den im Teilprojekt A1 angesprochenen Forschungsbereich faßt MEIER (1973) in einem Übersichtsreferat zum Thema "Hydraulics and hydrology of glaciers" folgendermaßen zusammen: "The complex interactions between the plastic deformation of ice, glacier flow, the amount of water at the bed and the sliding of the bed, and the movement of water through a glacier are as yet dimly understood. Much thinking has been done on the physics of water movement at the bed of a glacier; we need more observational data. Few studies have been made of water flow within the mass of a glacier; here we need more theory and more observational data".

Sieht man von den primär anwendungsbezogenen, meist statistischen Untersuchungen zum Wasserhaushalt und speziell zum Abfluß vergletscherteter Einzugsgebiete ab (z.B. LANG 1967, 1969, JENSEN & LANG 1972, GUDMUNDSON 1972), so konzentrierten sich in der Tat die aktuellen wissenschaftlichen Arbeiten ab dem Beginn der 70er Jahre mehr und mehr auf die Probleme des Abfluvorgangs in und unter dem Gletscher. So konnte durch Bilanzierungsverfahren und hydrologische Studien die temporär im Abflußsystem eines nordschwedischen Gletschers gespeicherten Wassermassen ermittelt werden (STENBORG 1965, 1969, 1970). Am Hintereis- und Kesselwandferner wurden versucht mit Hilfe von Abflußmessungen die hydrologische Bilanz eines stark vergletscherten Einzugsgebietes (58 %) aufzustellen (LANG 1966)



Experimentelle Arbeiten auf dem Gletscher selbst wurden damals im wesentlichen im Zungenbereich (Ablationsgebiet) von Gletschern durchgeführt. Ein Zusammenhang zwischen Wasserdruck im und unter dem Gletscher und Fließgeschwindigkeiten des Eises an der Oberfläche, wurde durch IKEN (1973) nachgewiesen und später für mehrere Gletscher systematisch untersucht (IKEN 1977). Für die Firnschicht des Akkumulationsgebietes wurde eine wassergesättigte Zone mit freiem Wasserspiegel vermutet; über die Höhenlage dieses freien Wasserspiegels und seine Änderung in Abhängigkeit von den Ablationsbedingungen auf dem Gletscher lagen allerdings noch keine veröffentlichten Untersuchungsergebnisse anderer Forschungsgruppen vor (s. jedoch Abschn. 1.3.2.2).

Einen weiteren wichtigen Zugang zur Beschreibung der intraglazialen Wasserbewegung bildeten Tracerversuche, deren Methodik und quantitative Auswertung in den Vorarbeiten auf dem Hintereisferner (s. Abschn. 1.3) weitgehend entwickelt wurde. Auf anderen Gletschern beschränkten sich solche Untersuchungen im wesentlichen auf Fließzeitmessungen (z.B. KRIMMEL et al. 1972).

Detaillierte Informationen über Abflußmessungen in Gletscherbächen existierten damals kaum, da Abflußdaten meist mit improvisierten Anlagen gewonnen werden mußten, welche keinen hohen Genauigkeitsanforderungen genügten. Ausnahmen bildeten die in Abschn. 1.3 erwähnten Meßreihen im Rofental sowie die Messungen an der 1965 in Betrieb genommenen Pegelstation Massaschlucht, welche den Abfluß des Großen Aletschgletschers kontrolliert (WALSER 1971).

Theoretische Ansätze und Modellrechnungen behandelten bislang den Gletscherabfluß in Analogie zu Grundwassersystemen, wobei meist unrealistische Annahmen gemacht werden mußten (DERIKX 1973, CAMPBELL & RASMUSSEN 1973). Das Modell der Ausbildung eines aus röhrenförmigen Kanälen bestehenden Ab-

flußsystems im Gletscherinneren entwickelte RÖTHLISBERGER (1972), wobei die Veränderung des Gerinnequerschnitt als Gleichgewichtsvorgang zwischen plastischer Deformation des Eises und Schmelzung durch Reibungswärme an der Gerinnewand angesehen wird. Vorher hatte LLIBOUTRY (1968) auf der Grundlage der Wasserfilmtheorie den subglazialen Abfluß beschrieben.

Eine Theorie zur Beschreibung der Sickervorgänge im Schnee wurde schließlich von COLBECK (1972) vorgestellt.

## 2.2 Ziele des Teilprojekts A1

Zielsetzung des Teilprojekts war die vollständige modellmäßige Erfassung der Abflußvorgänge in einem Gletscher von der Produktion des Schmelzwassers an der Gletscheroberfläche bis zu dessen Einspeisung in den Gletscherbach und die nachfolgenden Gerinne. Entsprechend der Gliederung des vergletscherten Einzugsgebietes in Schnee- und Firnbereich, den Eisbereich und das Gletschervorfeld waren verschiedene Abflusstypen und -systeme zu berücksichtigen, deren Behandlung mit unterschiedlichen Problemstellungen verbunden war. Einige seien hier genannt:

- Zusammenhang zwischen Schmelzwasserangebot und dem dafür maßgeblichen Energieumsatz an der Gletscheroberfläche
- Infiltrationsgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Schmelzwasserangebot und der Beschaffenheit der Schneedecke
- Ausbildung einer gesättigten Firnschicht (Firnwasserleiter), Einfluß von Sperrschichten (Eishorizonte) auf den Abflußvorgang
- Retentionswirkung der firn- und schneebedeckten Teile des Gletschers für den Abfluß von Schmelz- und Niederschlagswasser.

Als Kriterium für diese glazialhydrologischen Arbeiten wurde die Erzielung einer ausreichenden quantitativen Übereinstimmung der aus glaziologischen Messungen bestimmten Abschmelzbeträge mit dem Gesamtabfluß angesehen. In der Folge sollte ein Modell entwickelt werden, das den Zusammenhang zwischen

Energieangebot und Gesamtabfluß bei impliziter Berücksichtigung aller Abfluvorgänge so allgemein beschreibt, daß es auch auf andere Gletscher übertragen werden kann.

Die geplanten experimentellen Arbeiten umfaßten neben den herkömmlichen meteorologischen und hydrometrischen Meßprogrammen vor allem Tracermessungen mit absichtlich zugegebenen Markierungsstoffen (z.B. Fluoreszenztracer) und Umweltisotopen ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$ ). Um Aufschlüsse im Gletscher selbst zu ermöglichen, wurde die Entwicklung leistungsfähiger Bohrverfahren vorgesehen, durch die Wasserspiegelbeobachtungen und Probennahmen von Wasser, Firn und Eis ermöglicht werden sollten. Bei allen Arbeiten wurde von Anfang an großer Wert auf eine systematische Datenerfassung und -verarbeitung gelegt.

Von der im ersten Antrag vorgesehenen Überlegung, die Tracerversuche im Gelände durch Laborversuche zur hydrodynamischen Dispersion in offenen Gerinnen zu unterstützen, wurde Abstand genommen, nachdem die entsprechenden Mittel hierfür nicht genehmigt worden waren.

### 2.3 Programmstruktur des Teilprojekts A1 und zeitlicher Verlauf des Projektes

Das Programm des Teilprojektes A1 sah ein Standardprogramm zur Messung und Auswertung der meteorologischen und hydrologischen Parameter mit der damit verbundenen routinemäßigen Gerätebetreuung im Gelände vor. Dieses Standardprogramm wurde durch Sonderprogramme, die jeweils einer bestimmten Fragestellung gewidmet waren, ergänzt. Diese Sonderprogramme waren Geländeuntersuchungen, denen sich meist noch ein entsprechendes Laborprogramm anschloß. Im folgenden wird eine Übersicht über Thematik und zeitlichen Verlauf der verschiedenen Programmpunkte sowie eine Auflistung der im Untersuchungsgebiet vorhandenen, vorwiegend aus der Ergänzungsaus-

stattung beschafften gerätetechnischen Ausrüstung gegeben. Die Gerätebeschaffung aus der Grundausstattung betraf vorwiegend die Laborausrüstung, die hier aber nicht näher vorgestellt werden soll.

### 2.3.1 Standardprogramme

- Massenhaushaltsprogramm mit der Erfassung der erforderlichen Meßdaten von Nettoablation und Nettoakkumulation sowie der Winterakkumulation
- Abflußerfassung mit den zugehörigen Eichungen und zusätzlichen Messungen
- Meteorologisches Programm mit Aufzeichnung der meteorologischen Größen, vorrangig an der Pegelstation Vernagtbach, sowie an weiteren Punkten im Gelände einschließlich der photographischen Überwachung des Gletschers
- Geodätisches Programm mit Bereitstellung aktueller kartographischer Arbeitsunterlagen anhand terrestrisch-photogrammetrischer Aufnahmen bzw. Luftbildern sowie Vermessung der Pegelpositionen und Lagebestimmung sonstiger Meßpunkte

Die Messungen erstreckten sich allgemein über die gesamte Ablationsperiode, der Betrieb der Meßeinrichtungen über den Zeitraum Anfang Mai-Mitte Oktober, die Registrierung von Klimadaten (Temperatur, Wind) auch noch darüber hinaus.

### 2.3.2 Sonderprogramme

- 1974 27.7. Markierungsversuch Taschachjoch (s. Abschn. 3.4.4; BEHRENS et al. 1982 a und b)
- 1975 11.7. Markierungsversuch Schwarzwandspitze, 22.7.-26.7. Abflußmessungen im Gletschervorfeld und 36-Stunden-Abflußmessung an der Pegelstation Vernagtbach mit der Indikatorverdünnungsmethode (s. Abschn. 3.4.4; BEHRENS et al. 1982 a und b)  
  
Hydrogeologische Untersuchung im Gletschervorfeld (s. Abschn. 3.4.1)
- 1976 17.5. Kernbohrung Taschachjoch, 9.6. Kernbohrung Sexenjoch; die beiden Bohrungen wurden durch die Herren Blumthaler und Kirchlechner, Physikalisches Institut der Universität Innsbruck mit einem Handbohrgerät niedergebracht (BEHRENS et al. 1979b)

23.7. Abflußmessung im Gletschervorfeld mit Indikatorverdünnungsmethode (s. Abschn. 3.4.4; BEHRENS et al., 1982 a und b)

Wasserprobennahme im Gletschervorfeld und an der Pegelstation Vernagtbach für die Bestimmung von elektrolytischer Leitfähigkeit,  $^2\text{H}$ -,  $^{18}\text{O}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalt zur Berechnung von Abflußkomponenten. (s. Abschn. 3.4.5; BEHRENS et al. 1979b, OERTER et al. 1980a und b)

Erste Bohrungen mit den neu entwickelten elektrothermischen Schmelzsonden (hot points) in einem Längsprofil vom Taschachjoch zur Gletscherzunge und Beobachtung der Wasserstandsänderungen in den Bohrungen (s. Abschn. 3.4.3; OERTER 1977 und 1981a)

1977 Elektrothermische Bohrungen im Akkumulationsgebiet und Wasserspiegelmessungen (s. Abschn. 3.4.3; OERTER 1981a)

4.6. Markierungsversuch Taschachjoch (s. Abschn. 3.4.4; BEHRENS et al. 1982 a und b)

1978 Elektrothermische Bohrungen im Akkumulationsgebiet und Wasserspiegelmessungen (s. Abschn. 3.4.3; OERTER 1981a)

9.8. Markierungsversuch Taschachjoch (s. Abschn. 3.4.4; BEHRENS 1982 a und b)

Probennahme für die Bestimmung von elektrolytischer Leitfähigkeit und Gehalt an Umweltisotopen zur Berechnung von Abflußkomponenten (s. Abschn. 3.4.5; OERTER 1981a, OERTER et al. 1980b, STICHLER et al. 1982a)

1979 7.3.-3.4. Kernbohrungen Bereich Taschachjoch in Zusammenarbeit mit H. Rufli, Physikalisches Institut der Universität Bern (s. Abschn. 4.1; DROST & HOFREITER 1982, GOOD 1982, v. GUNTEN et al. 1982, OERTER & RAUERT 1982, OERTER et al. 1982, STICHLER et al. 1982a)

18.7.-20.7. Vorstudie für Eisdickenmessungen nach dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren (EMR) des Instituts für Geophysik der Universität Münster (F. Thyssen) (s. Abschn. 4.4)

14.8. Befliegung des Vernagtgebietes (s. Abschn. 2.3.4)

3.8.-4.9. Vorversuch für Testfeld im Ablationsgebiet zur Ermittlung des Schmelzwasserabflusses aus einem ca. 200 m<sup>2</sup> großen künstlich abgegrenzten Einzugsgebiet (s. Abschn. 3.3.3)

Elektrothermische Bohrungen, Pumpversuch und Wasserspiegelmessungen im Firn (s. Abschn. 3.4.3; OERTER 1981b, OERTER & MOSER 1982)

1980 24.7.-30.7. Flächenhafte Aufnahme der Eisdicke und des Firn/Eisübergangsbereiches in einem kleinen Teilbereich unterhalb des Taschachjochs mit dem EMR-Verfahren durch die Forschungsstelle f. physikal. Glaziologie der Universität Münster (F. Thyssen) (s. Abschn. 4.4)

August und September: Registrierungen von Einzelwerten und Tagesgängen der Albedo über Eis, Firn und Alt-schnee (s. Abschn. 3.3.1; KIESLE 1982)

1981 8.8.-10.09. Testfeld im Ablationsgebiet zur Ermittlung der Schmelzwasserproduktion in einem ca. 200 m<sup>2</sup> großen, künstlich abgegrenzten Einzugsgebiet (s. Abschn. 3.3.3; ZUNKE et al. 1984)

1982 Feldstudie im Akkumulationsgebiet zur Verdunstung und Kondensation an der Gletscheroberfläche mit Hilfe von Umweltisotopen (s. Abschn. 3.3.3)

1983 4.3.-13.3. Kernbohrungen im Bereich Taschachjoch und im Bereich der Gleichgewichtslinie in Zusammenarbeit mit H. Rufli, Physikalisches Institut der Universität Bern (s. Abschn. 4.1)

4.3.-14.3. Untersuchungen mit dem Verfahren der elektromagnetischen Reflexion (EMR) zur Bestimmung der Gletschermächtigkeit und zur Lokalisierung von Strukturen im Gletscher durch die Forschungsstelle f. physik. Glaziologie der Universität Münster (F. Thyssen) (s. Abschn. 4.4)

4.7.-10.7. Untersuchung der Bohrung im Taschachjoch-Bereich mit dem Gamma-Log (s. Abschn. 4.2.1)

30.7.-1.8. Gletscherwindexperiment LUZIVER in Zusammenarbeit mit den Meteor. Instituten der Univ. München und Bonn zur Untersuchung der gletschernahen Luftschicht (s. Abschn. 3.3.4; WEBER et al. 1986)

1984 Untersuchung in Bohrungen mit dem Gamma-Log entlang eines Längsprofil im Taschachjochbereich (s. Abschn. 4.2.1)

1985 Untersuchungen mit Gamma-Logs an Bohrungen auf dem Gurglerferner (s. Abschn. 4.2.2)

Markierungsversuch (s. Abschn. 3.4.4)

### 2.3.3 Gerätetechnische Ausstattung

Meteorologische und hydrologische Daten werden an ständig besetzten Stationen wie z.B. den Klimastationen der nationalen Wetterdienste, termingebunden von verschiedenen Meßgerä-

ten (Thermometern, Hygrometern u.ä.) abgelesen oder durch reine Beobachtung (z.B. des Bedeckungsgrades des Himmels, des Zustandes des Erdbodens, des Auftretens von Gewittern) festgestellt und in Form von Tabellen niedergelegt. Stationen, die nicht ständig besetzt sind, müssen dagegen automatisch arbeitende Registriereinheiten einsetzen, wobei manche Informationen gar nicht oder nur indirekt erschlossen werden können wie z.B. die Art des Niederschlags (s. Abschn. 3.1.3). Steht die Station noch zusätzlich in einem Gebiet, das aufgrund seiner Zugänglichkeit Wartungen der Geräte nur in größeren zeitlichen Abständen zuläßt und in dem keine allgemeine Energieversorgung vom Netz vorhanden ist, so sind zusätzliche Vorkehrungen erforderlich, um eine höchst mögliche Datensicherheit zu gewährleisten. Trotzdem muß auch dann noch mit einer gewissen Ausfallrate an Daten gerechnet werden.

Bei den Meßstationen im Gebiet des Vernagtferners handelt es sich um solche, schwer zugängliche Hochgebirgsstationen, für die ein bis zu 3monatiger wartungsfreier Betrieb gefordert werden mußte. Andererseits war eine hohe zeitliche Auflösung notwendig, um auch noch Vorgänge im Stundenbereich oder darunter verfolgen zu können. Die Meßwertgeber und Registriergeräte sollten kälteunempfindlich und hinreichend robust sein, ihre Bedienung und Wartung einfach. Neben diesen gerätetechnischen Voraussetzungen sollte darüber hinaus für eine stabile Stromversorgung gesorgt sein. Aus diesen Überlegungen heraus wurde das Untersuchungsgebiet mit folgender Instrumentierung ausgestattet:

#### Hydrologischer Bereich

Abflußmessung durch Registrierung des Wasserstandes im Meßgerinne der Pegelstation Vernagtbach

- analog mit Schwimmerpegel und Bandschreiber,
- analog mit Pneumatikpegel und Bandschreiber,
- digital mit Schwimmerpegel auf Lochstreifen,

- digital mit Pneumatikpegel auf Kassette

Eichmessungen mit dem hydrometrischen Meßflügel zur Kontrolle der Abflußkurve bei verschiedenen Wasserständen

Messung der elektrolytischen Leitfähigkeit und der Temperatur des Bachwassers im Einlaßschacht des Meßgerinnes, Registrierung auf Linienschreiber bzw. Magnetbandkassette;

Entnahme von Bachwasserproben mit automatischem Probensammler (zeitweilig)

Indikatorverdünnungsmessungen mit Spektralfluorimetern und Geräten für die Farbmarkierungen

Aufzeichnung des Wasserstandes in Bohrlöchern im Firn mit Vertikalschreibpegeln

Thermische Bohrer zur Herstellung von Bohrlöchern für Wasserstandsmessungen.

#### Meteorologischer Bereich

##### Pegelstation Vernagtbach (2640 m ü.NN)

Registrierung auf Datenerfassungsanlage M(icrodata) 1600 L von 1978-1985 und Datenerfassungsanlage MODAS 84 ab 1985

- Globalstrahlung und reflektierte Globalstrahlung mit Pyranometer
- langwellige Gegenstrahlung und langwellige Ausstrahlung mit Gesamtstrahlungsbilanzmesser
- Gerätetemperatur des Strahlungsbilanzmessers mit Pt 100 Meßfühler
- Lufttemperatur mit Pt 100 Meßfühler in Kugelhütte
- Luftfeuchte mit Haarhygrometer in Strahlungsschutzhütte
- Windgeschwindigkeit und -richtung
- Regen mit Niederschlagswippe

Registrierung auf 6fach-Fallbügelschreibern:

- Lufttemperatur mit Pt 100 Temperaturmeßfühler in der Wetterhütte
- Luftfeuchte mit Haarhygrometer in der Wetterhütte
- Globalstrahlung mit Sternpyranometer



- Gerätetemperatur des Strahlungsbilanzmessers mit Pt 100 Meßfühler
- Bodentemperatur in fünf Tiefen (2-50 cm) mit Pt 100 Meßfühlern

Weitere Registrierungen an der Pegelstation Vernagtbach:

- Windweg und -richtung mit mechanischem Windschreiber
- Lufttemperatur und -feuchte mit Langzeitthermohygrograph
- Niederschlag mit Niederschlagswaagen

Station Gletschermittle (3075 m ü.NN)

- Windweg und -richtung mit mechanischem Windschreiber
- Lufttemperatur und -feuchte mit Langzeitthermohygrograph
- Niederschlag mit Niederschlagswaage
- Tägliche Kontrollaufnahmen des Brochkogelbereichs mit einer automatischen Kamera (seit 1981)

Station Schwarzkögele (3075 m)

- Niederschlag mit Niederschlagswaage (unterhalb Schwarzkögele) (seit 1979)
- Tägliche Kontrollaufnahmen des Taschach- und Schwarzwandbereichs mit einer automatischen Kamera (seit 1976)

Geodätischer Bereich:

- Repetitionstheodolit WILD T 1-A-E (seit 1966)
- elektrooptischer Distanzmesser FEN 4000 RAPID (seit 1983). (Als Theodolitstandpunkte wurden 1976 auf dem Schwarzkögele und dem Petersengrat gemauerte Sockel errichtet.)

Glaziologischer Bereich:

- elektrothermische Bohrschmelzsonden
- Handbohrer für Flachbohrungen
- Dampfbohrer zum Einbohren der Ablationspegel
- Dichteausrüstung zur Wasserwertbestimmung der Schneerücklagen
- Temperaturmeßgeräte für Firntemperaturen

Sonstiges technisches Gerät:

- Motorschlitten vom Typ Ski-Doo Alpine 640 (seit 1979) mit Anhänger. (Dieses Fahrzeug erhöht die Mobilität auf dem Gletscher und die verfügbaren Arbeitszeiten wesentlich und mindert nicht zuletzt das Risiko der Arbeiten auf dem Gletscher.)
- Kleine und mittlere Generatoren an der Pegelstation und auf dem Gletscher zur Stromerzeugung zum Betrieb von elektrothermischen Schmelzsonden, Kettensäge, Bohrhammer und sonstigen elektrischen Werkzeugen
- Drei UKW-Handfunksprechgeräte sowie ein mit der alpinen Notruffrequenz ausgestattetes tragbares Funkgerät
- Alpinausrüstung wie Kurzskier, Seile und Pickel, Steigeisen und andere Sicherungsteile sowie Zelte.

2.3.4 Mit dem Teilprojekt A1 koordinierte geodätisch-kartographische Vorhaben

Für alle Untersuchungen auf einem Gletscher bilden hinreichend genaue und aktuelle kartographische Unterlagen eine wesentliche Voraussetzung, da für alle Messungen auf Gletschern, die auf bestimmte Positionen bezogen sind, die Kenntnis der Koordinaten des Meßpunktes unerlässlich ist. Die Topographie der Gletscheroberfläche ist wegen der nicht stationären Bedingungen für den Gletscherzustand ständigen Veränderungen unterworfen, so daß die kartographischen Unterlagen entsprechend den gegebenen Veränderungen aktualisiert werden müssen. Wegen der Fließbewegung des Eises verschieben sich auch eingebrachte Meßmarken mit der instationären Bewegung des Eises an der Oberfläche. Zur Bestimmung der Koordinaten von signalisierten Meßpunkten ist deshalb deren wiederholte Einmessung erforderlich.

Andererseits können aus den in bestimmten zeitlichen Abständen vorgenommenen geodätisch-photogrammetrischen Gesamtaufnahmen des Gletschers Angaben über Flächen-, Volumen- und Höhenänderungen in den dazwischenliegenden Zeiträumen abgeleitet werden (HOINKES 1970). Die Ergebnisse dieser Auswer-

tungen anhand der frühen Vermessungen von 1889, 1912 und 1938 sowie für den Stand von 1969 wurden bereits im Einleitungsteil (s. Abschn. 1.2.2) erwähnt. Aus der wiederholten Einmessung identischer Signale können Angaben über die dreidimensionale Bewegung abgeleitet werden, wobei allerdings die Ermittlung der Vertikalkomponente der Bewegung verschiedenen Schwierigkeiten begegnet.

Im Zusammenhang mit dem Teilprojekt A1 fielen wesentliche Beiträge zu beiden Fragenkomplexen an. Sie betreffen vor allem die Herstellung der Orthophotokarte 1979 und eines Orthophotos 1982 (Tafel I) mit Auswertungen der Volumen- und Höhenänderungen für die Zeitintervalle 1969-1979 und 1979-1982 sowie die jährlichen Vermessungen der Pegel- und Bohrpunkte auf dem Gletscher mit Ableitung der entsprechenden Bewegungsraten. Die entsprechenden Arbeiten werden in Abschn. 4.3 näher beschrieben.

3. Zur Hydrologie des stark vergletscherten Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach

3.1 Niederschlag

3.1.1 Niederschlagsmessung

Der Niederschlag im Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach wird mit zwei Methoden bestimmt: Zum einen ergeben Schneeprofilmessungen mit Bestimmung des Wasseräquivalents (w.e.) der Schneedecke den festen Niederschlag während des Winters; zum anderen wird der feste und flüssige Niederschlag im Sommer und teilweise auch im Winter mit Meßgeräten unterschiedlicher zeitlicher Auflösung und verschiedenen Meßprinzipien an mehreren Stellen des Einzugsgebietes registriert. Bei den eingesetzten Meßgeräten handelt es sich um

- 3 Niederschlagswaagen vom Typ Belfort, batteriebetriebenes Registriergerät mit Monatsumlauf, maximale zeitliche Auflösung 2 h;
- 1 Niederschlagswaage vom Typ Fuess, Registrierwerk mit Federuhrwerk und Zweiwochenumlauf, maximale zeitliche Auflösung 30 min,
- 1 Niederschlagswippe vom Typ Gertsch mit Impulsgeber zur Registrierung auf digitaler Datenerfassungsanlage, maximale zeitliche Auflösung 1 min.

An der Pegelstation Vernagtbach wurde im September 1975 die erste Belfort-Niederschlagswaage aufgestellt. Bereits 1971 war nahe des Totalisators "Vernagtbrücke" (Abb. 1.1) der Universität Innsbruck eine Niederschlagswaage Fuess montiert worden, die im Mai 1976 an der Pegelstation neu aufgestellt wurde. Als drittes Gerät wurde im Sommer 1978 die Gertsch-Wippe zusammen mit der Datenerfassungsanlage Microdata M1600 L installiert. Im September 1977 wurden dann die Station Gletschermitte und im Juli 1979 die Station Schwarzkögele (Abb. 1.2) durch je eine Belfort-Niederschlagswaage erweitert.

Der Parallelbetrieb von 3 Niederschlagsmeßgeräten mit 2 unterschiedlichen Meßprinzipien an der Pegelstation Vernagt-bach wurde aus mehreren Gründen vorgenommen. Mit der Niederschlagswippe konnte für Regen die besten zeitliche und mengenmäßige Auflösung erreicht werden, dagegen war dieses Gerät für die Erfassung von festem Niederschlag nicht geeignet, da es aus Energieversorgungsgründen nicht beheizt werden konnte. Für Schneefall wurden deshalb nur die Registrierungen der beiden Waagen in Betracht gezogen; sie stimmten bezüglich des Verlaufs der Niederschlagsereignisse im Rahmen ihrer zeitlichen Auflösung überein und zeigten auch keine systematischen Unterschiede bezüglich der registrierten Niederschlagshöhen. Deshalb konnte bei Ausfall eines der beiden Geräte, z.B. durch Einfrieren der Tinte der Belfort-Waage oder durch Überschreiten des maximalen Meßbereiches bei der Fuess-Waage, die Registrierung des anderen zur Fortführung der Zeitreihen verwendet werden. Darüber hinaus sicherte der Einsatz der 3 Geräte vom Typ Belfort zumindest die geräte-mäßige Vergleichbarkeit der Registrierungen an verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes.

### 3.1.2 Niederschlagshöhen

Aus den drei Registrierungen des Niederschlags an der Pegelstation Vernagtbach ergeben sich die in Tab. 3.1 aufgelisteten Monatssummen des Niederschlags (s. Abb. 3.5). Man erkennt deutlich, daß während der Wintermonate (Dezember-April) keine durchgehende Registrierung des Niederschlags erfolgen konnte. Die folgende Diskussion muß sich daher auf die Werte der Monate Mai-Okttober beschränken, die mit wenigen Ausnahmen vollständig vorliegen und aus dem ergänzenden Vergleich der drei Meßgeräte sowohl von der zeitlichen als auch von der mengenmäßigen Verteilung her als gesichert betrachtet werden können. Auf die Niederschlagshöhe im Winter wird in Abschn. 3.1.5 eingegangen.

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1975	-	-	-	-	-	-	-	-	(67)	26	65	18
1976	89	(7)	10	27	67	37	133	88	117	116	41	31
1977	68	48	(9)	-	81	94	76	169	35	12	48	-
1978	-	-	(60)	53	82	76	114	68	79	72	11	30
1979	36	40	(30)	-	(6)	89	86	81	99	57	96	92
1980	-	-	-	-	(52)	95	70	51	26	114	(3)	-
1981	-	-	(33)	(20)	55	52	145	89	59	122	116	(28)
1982	-	-	-	-	44	99	89	127	53	127	67	(24)
1983	-	-	(41)	21	99	44	74	38	101	81	-	-
1984	-	-	(25)	47	82	79	56	75	132	37	-	-
1985	31	38	41	(40)	57	96	113	176	43	14	-	-
Mittel*)	56	42	26	37	71	76	96	93	81	70	49	43
G	27	5	-	15	18	23	29	48	39	38	-	-
CV	0,48	0,12	-	0,40	0,25	0,30	0,30	0,52	0,49	0,54	-	-

Tab. 3.1: Monatssummen [mm] des Niederschlags an der Pegelstation

Vernagtbach (2650 m NN) in den Jahren 1975-1985

- : keine Meßwerte vorhanden

( ): angegebene Summe umfaßt nicht alle Tage eines Monats

\*) : ohne eingeklammerte Werte

G: Standardabweichung

CV: Variationskoeffizient

Die größten Monatssummen des Niederschlags finden sich im Juli und August, wobei im Jahr 1985, mit 176 mm, im August der höchste Wert des gesamten Meßzeitraums registriert wurde. Die Juliwerte mit der relativ niedrigen Streuung (Standardabweichung) von 29 mm bei einem Mittel von 96 mm zeigen jedoch, daß im Juli die großen Niederschlagshöhen mehr dominieren als im August, der eine merklich größere Streuung von 48 mm bei einem Mittel von 93 mm aufweist. Zwischen diesen beiden Werten liegen die Streuungen von September und Oktober (39 mm bzw. 38 mm), während Mai und Juni (18 mm bzw. 23 mm) noch unter dem entsprechenden Juliwert liegen. Die hohe Streuung im Oktober wird durch die sehr niedrigen Monatssummen der Jahre 1977 und 1985 verursacht, die um mehr als 100 mm unter den höchsten Monatssummen im Oktober 1976 und 1981 liegen. Sie repräsentieren gleichzeitig die niedrigsten Monatssummen des gesamten Meßzeitraums. Insgesamt zeigen die Messungen, daß die Pegelstation Vernagtbach mit einem mittleren Monatsmittelwert zwischen 70 mm und 96 mm (Mai bis Oktober) relativ niedrige Niederschlagsbeträge aufweist.

Die höchsten Tagessummen des Niederschlags (Tab. 1.1 bis 1.11 im Anhang) treten überwiegend im August und im September auf (1976-1979, 1982, 1983 und 1985), dagegen nur je einmal im Mai (1984), im Juli (1981) und im Oktober (1980). Sie liegen zwischen 18,5 mm (10.9.1983) und 68 mm (6.8.1985) und stammen überwiegend aus Schneeniederschlägen (1976, 1979-1981, 1984, 1985), nur teilweise aus Regen. Die Niederschlagsereignisse waren relativ einheitlich über den Sommer verteilt; niederschlagsfreie Perioden mit mehr als einer Woche Dauer traten insgesamt nur 19mal in den gesamten 10 Sommerhalbjahren (Mai-Oktober) auf, davon sind nur drei Abschnitte länger als 14 Tage (12.-27.10.1977, 24.10--7.11.1982, 28.10.-13.11.1984). Selbst 1976, als ganz-Mittel-europa und Westeuropa eine mehrwöchige Periode ohne Nieder-

schläge erlebte, die in München z.B. 32 Tage dauerte, traten an der Pegelstation Vernagtbach nur drei Abschnitte mit je 6 niederschlagsfreien Tagen auf, alle anderen Zeiträume ohne Niederschlag waren 5 Tage oder kürzer. Eintägige Trockenperioden, d.h. abwechselnd Tage mit und ohne Niederschlag, traten im Mittel 11mal pro Sommer auf, wobei die Jahre 1980 mit 5 und 1982 mit 21 solcher Ereignisse die Extremwerte bildeten. Die Ursache hierfür ist hauptsächlich in zwei Wirkungsmechanismen der Niederschlagsentstehung zu suchen: Zum einen fällt ein Teil des Niederschlags aus konvektiven Wolken in Form von Schauern und Gewittern, wobei dieser Prozeß infolge der Orographie des Geländes wesentlich häufiger auftritt als im Flachland. Zum anderen erhält das Untersuchungsgebiet aufgrund seiner Lage im Zentralalpenkamm einen Großteil seines Niederschlags durch Tiefdruckgebiete, die von Südwesten und Süden über die Alpen ziehen, am Alpenhauptkamm ausregnen und am Alpennordrand keine große Wetterwirksamkeit mehr zeigen. Dagegen liefern die niederschlagsintensiven lang andauernden Nordstaulagen des Alpenvorlandes im Ötztal im allgemeinen keine großen Niederschlagshöhen; bei diesen Wetterlagen beobachtet man im Ötztal oft sogar trockenes Wetter mit Sonnenschein.

Tab. 3.2 gibt die Monatssummen des Niederschlags an den Stationen Gletschermitte und Schwarzkögele wieder. Die Wartung und Kontrolle der beiden im unmittelbaren Gletscherbereich positionierten Niederschlagswaagen war im allgemeinen nur von Juli bis September gewährleistet, da nur in diesen wenigen Monaten die Meßstandorte gut zugänglich waren. Gerätetechnische Schwierigkeiten, wie z.B. Einfrieren von Tinte, schneller Verbrauch von Batterien oder Fremdeinwirkung durch Touristen, führten dazu, daß in manchen Jahren keine Monatssummen des Niederschlags bestimmt werden konnten.



	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
<u>Gletschermitte:</u>								
1977	-	-	-	-	-	16	-	-
1979	-	27	-	108	104	50	-	-
1981	-	-	171	112	129	102	-	-
1984	(165)	-	-	92	142	(41)	-	-
1985	(9)	169	154	206	52	-	-	-
<u>Schwarzkögele:</u>								
1979	-	-	-	(63)	84	64	(15)	-
1980	-	(33)	115	(43)	-	-	-	-
1984	-	-	-	62	112	(34)	-	-
1985	(14)	108	(47)	136	31	15	52	(11)

Tab. 3.2: Monatssummen [mm] des Niederschlags an den Stationen Gletschermitte (3078 m ü.NN) und Schwarzkögele (3020 m ü.NN)

Vergleicht man die vorliegenden Werte mit denen an der Pegelstation Vernagtbach (Tab. 3.1), so erkennt man einen deutlichen Einfluß des Standortes des Niederschlagsschreibers: Dieser steht am Schwarzkögele in einer Einsenkung am Südostrand des Gletschers und weist deshalb eine größere Abschirmung auf als der auf einer frei exponierten Felsinsel im Westteil des Vernagtferners stehende Niederschlagsschreiber der Station Gletschermitte. Trotz der nahezu gleichen Höhenlage muß man deshalb davon ausgehen, daß an der Station Schwarzkögele generell zu wenig, an der Station Gletschermitte wahrscheinlich zu viel Niederschlag registriert wird. Aus den hier vorliegenden Werten kann daher nur ein qualitatives Bild der Höhengradienten der Niederschlagsmenge abgeleitet werden. Im Vergleich der Pegelstation Vernagtbach mit der Station Gletschermitte ergibt sich eine von Monat zu Monat stark variierende Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe, während die an der Station Schwarzkögele gemessenen

Werte nahezu immer unter den an der 380 m tiefer gelegenen Pegelstation Vernagtbach registrierten Niederschlagsbeträgen liegen. Aus den Tagessummen des Niederschlags an den beiden Stationen erkennt man jedoch, daß zumindest der zeitliche Verlauf von Niederschlagsereignissen an den drei Stationen übereinstimmt.

### 3.1.3 Niederschlagsart

Zur Bestimmung der Art des Niederschlags an der Pegelstation Vernagtbach, d.h. zur Unterscheidung von Schnee und Regen, wurden verschiedene Kriterien verwendet. Als erstes wurden die Lufttemperaturen an der Pegelstation Vernagtbach betrachtet. Liegt der Tagesmittelwert unter +2 °C, so wurde Schneeniederschlag angenommen. Der genannte Grenzwert von +2 °C wurde einerseits aus direkten Beobachtungen von Lufttemperatur und Niederschlag abgeleitet. Als zweiten Anhaltspunkt wurden im Mai und Juni zusätzlich die täglichen Photographien des Vorfeldes herangezogen, die eine Zu- oder Abnahme der Schneebedeckung anzeigen. Nach Abschmelzung der Winterschneedecke im Bereich der Strahlungsmeßgeräte an der Pegelstation Vernagtbach konnte als weiteres Merkmal die gemessene Albedo verwendet werden, welche für schneefreies Gelände etwa bei 0,1 liegt, sich aber bei Schneebedeckung wesentlich erhöht. Im Frühjahr ist dieser Effekt nur dann deutlich zu beobachten, wenn die Intervalle zwischen den Schneefällen so groß sind, daß die Albedo des Altschnees am Boden deutlich niedriger als die des Neuschnees geworden ist. Insgesamt ergibt sich folgendes Bild für die Niederschläge an der Pegelstation Vernagtbach (Tab. 3.3):

Zwischen Mai und Oktober fällt ein von Jahr zu Jahr stark variierender Anteil des Gesamtniederschlags an der Pegelstation Vernagtbach als Regen, in sieben der insgesamt 62 Monate der Jahre 1975-1985 sogar ausschließlich als Regen (Juli

	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Sommer	
1975					4	26	30	mm
					6	100	32	%
					1	12	13	d
1976	40	14	28	43	52	76	253	mm
	59	38	21	49	44	65	45	%
	16	3	5	9	11	14	58	d
1977	69	38	0	41	0	5	153	mm
	86	41	0	24	0	43	33	%
	10	7	0	4	0	3	24	d
1978	82	39	28	19	41	72	281	mm
	100	51	25	28	52	100	57	%
	23	10	6	6	8	10	63	d
1979		69	13	48	78	46	254	mm
		77	15	59	79	81	61	%
		5	4	7	4	10	31	d
1980	52	52	46	0	9	112	271	mm
	100	54	66	0	33	98	66	%
	18	11	6	0	2	12	49	d
1981	47	14	83	3	57	108	312	mm
	86	28	57	5	47	93	57	%
	9	5	4	2	3	13	36	d
1982	30	43	0	19	0	63	155	mm
	69	43	0	15	0	94	32	%
	10	6	0	1	0	12	29	d
1983	96	14	0	2	35	79	226	mm
	97	31	0	5	35	97	52	%
	15	5	0	4	3	14	41	d
1984	82	59	5	0	86	37	269	mm
	100	74	8	0	65	100	58	%
	23	11	2	0	11	10	57	d
1985	50	44	38	115	25	13	285	mm
	87	46	33	65	59	100	57	%
	15	8	2	4	6	9	44	d

Tab. 3.3: Absoluter [mm] und relativer [%] Anteil des Schneeniederschlags am Gesamtniederschlag und Anzahl der Tage mit Schneefall [d] in den Sommermonaten Mai-Oktober

und September 1977, August 1980, Juli und September 1982, Juli 1983, August 1984). Der Monat mit der stärksten Variation des Schneeanteiles an der Niederschlagssumme ist der Oktober, in dem in vielen Jahren der Gesamtniederschlag als Schnee fällt, der aber im Jahr 1977 mit nur 43 % Schneeanteil selbst unter dem Juli 1981 mit 57 % liegt. Den geringsten Schneeanteil am Niederschlag weist der Sommer 1977 auf, knapp gefolgt vom Sommer 1982 mit nur 29 Tagen Schneefall (155 mm w.e.). Die meisten Tage mit Schneefall hat das Jahr 1978 (63 Tage), dagegen liegt hier die Niederschlagsmenge mit 281 mm unter der des Jahres 1981 (312 mm w.e. Schnee an nur 36 Tagen).

Ausgehend von diesem Datenmaterial an der Pegelstation Vernagtbach wurde versucht, die Art des Niederschlags im gesamten Einzugsgebiet zu ermitteln. Dabei wurden drei Fälle unterschieden: Schnee im gesamten Gebiet, Regen in tiefergelegenen und Schnee in höhergelegenen Teilen des Gebietes und Regen im Gesamtgebiet. Schneefall im Gesamtgebiet ist dann gegeben, wenn Schneefall an der Pegelstation auftritt, da diese am tiefstgelegenen Punkt des Einzugsgebietes liegt. Unter der Annahme, daß während eines Niederschlagsereignisses die Lufttemperatur um 0,65 K pro 100 m Höhenzunahme abnimmt, so ergibt sich die Grenze zwischen flüssigem und festem Niederschlag durch die Höhenlage der 2 °C-Isotherme. Zusätzlich zeigt die Gletscherphotographie, ob in dem so ermittelten Bereich des Gletschers Neuschnee zu beobachten ist. Regen im Gesamtgebiet ergibt sich, wenn das Tagesmittel der Lufttemperatur an der Pegelstation Vernagtbach höher als +9 °C ist, da dann die 2 °C-Isotherme bei 3700 m ü.NN und damit oberhalb des höchsten Punktes des Einzugsgebietes liegt. Solche Tage traten in manchen Jahren (1977, 1978) überhaupt nicht, in anderen Jahren nur zweimal (19.6. und 16.8.1981, 12.7. und 3.9.1984) auf, wohingegen 1982 nicht weniger als 10 Tage mit Regen im Gesamtgebiet des Gletschers

registriert wurden. Diese lagen in der ersten Julihälfte (5 Tage), im August (4 Tage) und sogar noch im September (15.9.). Auf den entsprechenden Einfluß auf die Abflußmodellierung wird in Abschn. 3.5.3.4 noch näher eingegangen.

#### 3.1.4 Vergleich mit weiteren Niederschlagsmeßstellen im Einzugsgebiet Rofenache

Die an der Pegelstation Vernagtbach gemessenen Niederschlagsdaten wurden mit den Daten nahegelegener Niederschlagsmeßstationen, nämlich den von der Universität Innsbruck betriebenen Niederschlagsmeßstellen in Vent (1900 m ü.NN) und "Vernagtbrücke" (etwa 200 m von der Pegelstation Vernagtbach entfernt), verglichen. An der Meßstelle Vent wird die Niederschlagsmenge mit einer Niederschlagswaage und einem Totalisator gemessen. An der Meßstelle Vernagtbrücke steht lediglich ein Totalisator (Abb. 1.1). Der Vergleich der Messungen mit dem Totalisator und mit der Niederschlagswaage in Vent zeigt, daß die Totalisatormessungen ca. 20 % höhere Niederschlagswerte ergeben. Wenn man die Totalisatormessungen an der Meßstelle Vernagtbrücke im Mittel um diesen Betrag vermindert, stimmen die dortigen Monatssummen mit den Daten der Pegelstation Vernagtbach recht gut überein (Abb. 3.1, Tab. 3.4). So ergibt sich im Vergleich man die Niederschlagssummen von Mai - Oktober der einzelnen Jahre miteinander eine mittlere Differenz von  $\pm 10$  % für diese beiden Meßreihen. Die mittlere Niederschlagssumme der Monate Mai - Oktober beträgt für die um 20 % verminderte Totalisatormessung Vernagtbrücke 476 mm, an der Pegelstation Vernagtbach 462 mm. Die Abweichung beträgt hier nur 3 %.

Die Korrelation der an der Pegelstation Vernagtbach gemessenen Niederschlagsdaten mit der Meßreihe Vent (Niederschlagswaage, 1900 m ü.NN) zeigt Abb. 3.2. Besonders gekennzeichnet sind darin der Mai 1981, der Mai 1983 und der Oktober 1983,

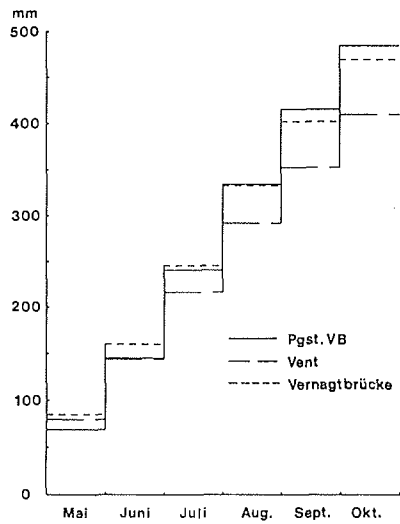


Abb. 3.1: Vergleich der mittleren Summenlinien der Monatssummen des Niederschlags in den Jahren 1975-1985 an den Meßstellen Vent (1900 m ü.NN), Vernagtbrücke (2600 m ü.NN) und Pegelstation Vernagtbach (2640 m ü.NN) (Abb. 1.1)

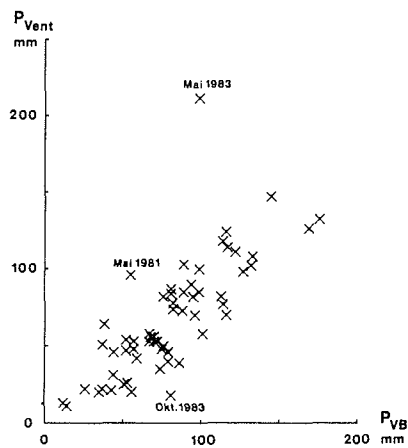


Abb. 3.2: Korrelation der Monatssummen des Niederschlags an den Meßstellen Vent (1900 m ü.NN) und Pegelstation Vernagtbach (2640 m ü.NN) (Abb. 1.1)

Jahr	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Mai-Okt.
1976	52	25	126	69	104	105	481
	67	37	133	88	117	116	558
	-15	-12	-7	-19	-13	-11	
1977	76	72	66	143	22	15	394
	81	94	76	169	35	12	467
	-5	-22	-10	-26	-13	3	
1978	82	65	101	73	56	68	445
	82	76	114	68	79	72	491
	0	-11	-13	5	-23	-4	
1979	58	126	48	88	88	60	468
	70	89	86	81	99	57	482
	-12	37	-38	7	-11	3	
1980	100	113	73	33	28	144	491
	52	95	70	51	26	114	408
	48	18	3	-18	2	30	
1981	85	61	169	46	122	96	579
	55	52	145	59	122	116	549
	30	9	24	-13	0	-20	
1982	59	119	101	120	32	91	522
	44	99	89	127	53	67	479
	15	20	12	-7	-21	24	
1983	187	36	42	83	76	21	445
	99	44	74	38	101	81	437
	88	-8	-32	45	-25	-60	
1984	91	46	26	64	136	56	419
	82	79	56	75	132	37	461
	9	-33	-30	-11	4	19	
1985	59	87	102	152	24	12	436
	57	96	113	176	43	14	499
	2	-9	-11	-24	-19	-2	

Tab. 3.4: Niederschlagssummen für die Monate Mai-Oktober aus Totalisatormessung ("Vernagtbrücke") (1. Zeile) und aus Registrierung mit Niederschlagswaagen (Pegelstation Vernagtbach) (2. Zeile). Die jeweils in der ersten Zeile für jedes Jahr genannten Totalisatormessungen wurden um 20 % gegenüber dem ursprünglichen Meßwert verkleinert (s. Text). In der dritten Zeile ist die Differenz zwischen den Meßstellen "Vernagtbrücke" und "Pegelstation Vernagtbach" aufgelistet.

die drei Monate, die am stärksten vom Trend der anderen abweichen. Die übrigen Monatssummen erfüllen in etwa die lineare Korrelation:

$$P_{\text{Vent}} = 0,83 \cdot P_{\text{VB}} \quad (r = 0,9)$$

Das bedeutet, daß an der Pegelstation Vernagtbach im Mittel 17 % mehr Niederschlag zu erwarten sind als in Vent. Bei einem Höhenunterschied von 750 m für beide Meßstellen ergibt sich daraus eine mittlere Zunahme des Niederschlags um ca. 2 % je 100 m Höhenzunahme.

### 3.1.5 Gebietsniederschlag

Klimastatistische Bearbeitungen der Niederschlagswerte mit tabellarischen Angaben und kartographischen Darstellungen von sehr unterschiedlichem Maßstab, welche das engere Arbeitsgebiet umfassen, liegen vor, z.B.

- für den gesamten Alpenraum von BAUMGARTNER et al. (1983), bezogen auf den Zeitraum 1931-1960,
- für den Raum Tirol mit einer detaillierten Analyse des Datenmaterials von FLIRI (1975), gleichfalls bezogen auf 1931-1960, und
- für den inneren Bereich der Ötztaler Alpen von KUHN et al. (1982).

Das Vernagtgebiet ist nach den Kartendarstellungen von BAUMGARTNER (1983) in das Intervall 1600-2000 mm Jahresniederschlag einzuordnen, nach FLIRI (1975) in den Bereich 1200-1700 mm, wobei in beiden Fällen starke Gradienten die Interpolation erschweren. Aus der Niederschlags-Höhenbeziehung für das Schnalstal und Rofental folgt nach KUHN et al. (1982) für die mittlere Höhe des Vernagt-Einzugsgebietes ein Jahreswert von ca. 1400 mm. Dieser Betrag stellt wohl die beste Approximation dar und genügt auch der Klassifikation nach FLIRI (1975).



Bei diesen, wie bei praktisch allen Niederschlagsermittlungen in Gebirgsregionen, speziell im Hochgebirge, wird stets auf die besonderen Schwierigkeiten dieser Untersuchungen hingewiesen. Hierfür wird nahezu gleichlautend eine Reihe von Gründen genannt:

- Aus der geringen Anzahl verfügbarer Meßstellen in den Hochregionen resultiert ein sehr begrenztes Datenmaterial zur Analyse der Niederschlagsverteilung. Nach einer Auswertung von KUBAT (1972) entfallen im Alpenraum von den 1055 amtlichen Niederschlagsstationen mit einer vollständigen Meßreihe für die Zeit 1931-1960 insgesamt 787 oder 74,7 % auf den Höhenbereich unter 1000 m ü.NN, auf den Bereich 1001-2000 m ü.NN kommen noch 254 oder 24,0 % und über 2000 m ü.NN sind nur 14 Stationen bzw. 1,3 % vorhanden.
- Die Messung von festem Niederschlag, dessen Anteil mit der Höhe zunimmt, ist mit erheblich größeren Fehlern behaftet, als die des flüssigen Niederschlags. In den Alpen fällt in Höhenlagen oberhalb 2500 m ü.NN der Niederschlag im Mittel zu mehr als 75 %, oberhalb 3000 m ü.NN zu mehr als 90 % in Form von Schnee (AELLEN 1985). Wegen der starken Abhängigkeit des Meßwertes von den Windverhältnissen, im geringeren Umfang wegen der Adhäsion der Schneepartikel an den Wandungen der Meßgefäße weist die konventionelle Niederschlagserfassung mit Standardgefäßen beträchtliche systematische Fehler durch zu niedrig angezeigte Beträge auf.
- Bei einem hohen Anteil von Schnee am Gesamtniederschlag begrenzen die orographischen Einflüsse die Repräsentativität punktueller Niederschlagsmessungen in erheblichem Maße. So läßt es der erhebliche Windeinfluß auf die Verteilung des deponierten Niederschlags in den Hochlagen kaum zu, repräsentative Standorte für die Aufstellung von Niederschlagsmessern zu finden. Das vertikale Windprofil erschwert zusätzlich die Angabe einer repräsentativen Instrumentenhöhe. Langjährige Vergleichsmessungen auf dem Weißfluhjoch, Davos, haben gezeigt, daß Aufstellungsort und Höhe des Meßgefäßes den Meßwert am stärksten beeinflussen (FÖHN 1985). In Gletschergebieten kommt dieser Effekt besonders zum Tragen, da meist nur stark windexponierte Geländeteile eisfrei sind, andererseits aber nur dort die Aufstellung von Meßgeräten möglich ist.

Die Ermittlung des Gebietsniederschlags für das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach muß diesen Schwierigkeiten in besonderer Weise Rechnung tragen, da hier nicht die Angabe eines mittleren klimatischen Wertes, sondern der jährlichen Niederschlagsmenge als Eingangsgröße für die Ermittlung der hydrologischen Bilanz des Gebietes gefordert wird. Für das Vernagtgebiet erfolgte die Bestimmung des Gebietsniederschlags, wie in Abschn. 3.1.1 erwähnt, in zwei Schritten, nämlich für den Zeitabschnitt ohne Schmelzung (Winterperiode) durch Ermittlung des deponierten Niederschlags mittels nivometrischer Messungen und für die Zeit mit Schmelzung (Sommerperiode) durch die Erfassung mit Niederschlagsmeßgeräten. Die Methodik ist damit den von HOINKES & LANG (1962) bei den Massen- und Wasserhaushaltsuntersuchungen im Bereich des Hintereis- und Kesselwandferners in den Jahren 1957-1959 praktizierten Verfahren vergleichbar.

#### 3.1.5.1 Bestimmung des deponierten Niederschlags (Winterabschnitt)

Der Wasserwert der während der Winterperiode (Okt.-Mai) auf dem Gletscher und in dessen eisfreier Umgebung akkumulierten Schneemenge wird dem Niederschlags dieses Gebietes in diesem Zeitabschnitt gleichgesetzt. Diese Annahme ist zulässig, da der Einfluß der Schneeverdriftung zwar eine lokale Umverteilung, aber kaum eine Verschiebung des mittleren Niederschlagswertes bedingt. Die Verdunstung ist in diesem Zeitabschnitt sicher vernachlässigbar.

Die Arbeiten zur Aufnahme der Schneedecke auf dem Gletscher erfolgen i. allg. Anfang bis Mitte Mai. Man erfaßt damit in der Regel die Maximalwerte der Schneehöhe. In einzelnen Jahren werden die Maximalwerte, vor allem in den höheren Bereichen des Einzugsgebiets, allerdings erst Ende Mai bis Anfang

Juni erreicht (LAUSCHER & LAUSCHER 1975). Die Arbeiten umfassen Schneeprofilaufnahmen zur Ermittlung des Wasserwertes der Schneedecke an verschiedenen Stellen des Gletschers sowie Schneehöhensondierungen zur Interpolation zwischen den einzelnen Meßpunkten. Die Methodik der Schneeprofilaufnahmen entspricht den Messungen zur Ermittlung der Nettoakkumulation. Die Verwendung von Pegeln als Hilfsmittel zur Bestimmung des Schneezutrag hat sich als nicht ausreichend zuverlässig erwiesen. Folgende Erfahrungen erleichtern die Ermittlung des Winterniederschlags auf dem Gletscher und ermöglichen es, den Arbeitsaufwand zu beschränken:

- Die winterliche Akkumulation ist wesentlich homogener verteilt, als etwa die sommerliche Ablation. Es ist daher ausreichend, ein mittleres Höhenprofil der Winterakkumulation zu bestimmen, das dann mit den Flächenwerten der einzelnen Höhenbereiche des Gletschers gewichtet die entsprechenden Niederschlagswerte ergibt. Beispiele für Höhenprofile der winterlichen Akkumulation zeigt Abb. 3.3.
- Die Dichtewerte in den Schneeprofilen schwanken nur in einem engen Bereich. Ebenso zeigen die mittleren Dichten der einzelnen Schneeprofile nur eine geringe Variation, so daß die Differenzierung in der Akkumulationsverteilung praktisch ausschließlich durch unterschiedliche Schneehöhen bedingt ist. Dies erlaubt es, die Anzahl der aufwendigen Schneeprofilaufnahmen zu beschränken und mit Schneehöhensondierungen das Meßnetz zu verdichten.

Die durch eine größere Zahl von Schneeprofilmessungen belegten Höhenprofile in Abb. 3.3 zeigen sämtlich eine starke Zunahme des deponierten Niederschlags im unteren Gletscherbereich und, mit einer Ausnahme von 1966, ein ausgeprägtes Maximum im mittleren, den größten Flächenanteil aufweisenden Höhenbereich. Nach größeren Höhen hin nimmt die Schneehöhe i. allg. wieder ab. Diese Verteilung ist in hohem Maße auf Schneeuumlagerungen durch Wind zurückzuführen, wobei die großen Verebnungsbereiche neben den Muldenformen die größten Schneebeträge aufweisen (s.a. HOINKES 1955).

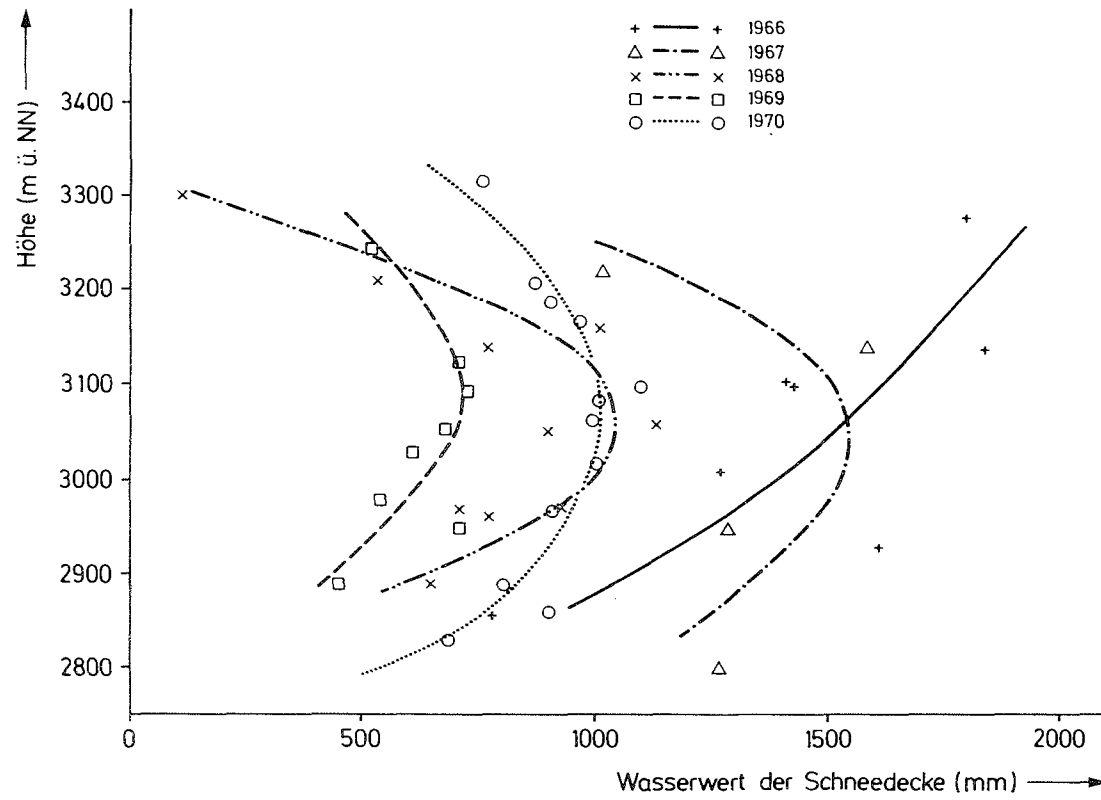


Abb. 3.3: Höhenprofile der winterlichen Akkumulation auf dem Vernagtferner in den Jahren 1966-1970.

Aufgrund der vorliegenden Erfahrungen kann die Ermittlung der winterlichen Akkumulation als der noch am besten belegte Anteil des Gebietsniederschlags angesehen werden.

In den unvergletscherten Teilen des Einzugsgebietes ist die Ermittlung des Winterniederschlags schwieriger. Eine Übertragung der Schneehöhenwerte des Gletscherbereichs auf dieses Gebiet ist in keinem Fall zulässig. Die eisfreien Teile des Einzugsgebietes weisen mit Ausnahme des Gletschervorfeldes meist steile Flanken und Grate auf, die deutlich weniger Schneeablagerung zu verzeichnen haben, als der wesentlich flachere Gletscher. So zeigen die meist ab Mai vorliegenden täglichen Gletscherphotos die höhergelegenen Felsbereiche weitgehend ohne Schneebedeckung. Man kann davon ausgehen, daß ein erheblicher Teil des Niederschlags dieser Geländeteile durch Windverdriftung auf dem Gletscher zur Ablagerung gekommen ist (s.a. HOINKES 1955). Im übrigen sind Messungen in diesem Steilgelände weder möglich noch sinnvoll. Es wird deshalb davon ausgegangen, daß dieser Bereich etwa 50 % bis maximal 75 % der auf dem Gletscher gemessenen Schneehöhen aufweist. Zur weiteren Auswertung wird das Felsgebiet gleichfalls höhenabhängig mit diesen reduzierten Niederschlagswerten belegt.

Im Gletschervorfeld zeigen die Schneehöhensondierungen, daß auch hier die Werte unter denen vom Gletscher liegen. In jedem Fall weist das Vorfeld zur Zeit der maximalen Schneelage eine geschlossene Schneebedeckung auf. Der durch die täglichen Gletscherphotos dokumentierte Ausaperungsvorgang im Vorfeld läßt deutlich auf eine durch das Kleinrelief der Oberfläche bedingte unterschiedliche Schneehöhenverteilung schließen. Die Angabe einer mittleren Schneehöhe für das Vorfeld kann deshalb gleichfalls nur mit einer geschätzten Relation zu den Schneehöhenwerten des Gletschers erfolgen. Gelegentliche Schneeprofilmessungen und Sondierungen im Be-

reich der Pegelstation haben ergeben, daß als Richtwert etwa 60 % der Schneehöhe des unteren Gletscherbereichs für das Vorfeld anzusetzen sind. Da beide Bereiche, Felsregion und Vorfeld, zusammen nur 18 % der Fläche des Einzugsgebietes einnehmen, gehen etwaige fehlerhafte Annahmen über den in diesen Teilgebieten abgelagerten Niederschlag nur mit relativ geringem Gewicht in die Ermittlung des Gesamtwasserwertes der winterlichen Akkumulation ein, so daß auch unter diesem Aspekt die Erfassung des Winterniederschlags noch mit größerer Sicherheit gewährleistet sein dürfte als die Ermittlung des Niederschlags für den sommerlichen Abschnitt. Die Beträge der winterlichen Akkumulation sind aufgeschlüsselt für den Gletscher und den eisfreien Bereich in Tab. 3.5 aufgelistet.

#### 3.1.5.2 Bestimmung des Niederschlags im Sommerabschnitt

Die Ermittlung des Gebietsniederschlags für die Sommermonate basiert auf den im Einzugsgebiet gemessenen Niederschlagswerten, im wesentlichen auf den an der Pegelstation erhaltenen Daten. Zur Kontrolle werden Angaben des in der Nähe der Pegelstation befindlichen Totalisators "Vernagtbrücke" des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck herangezogen (s. Abschn. 3.1.4.). Bei den Auswertungen sind die Fehler der Messungen, vor allem das unterschiedliche Defizit bei Regen- oder Schneeniederschlag sowie die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe zu berücksichtigen. Diese Zunahme müßte im Prinzip für advektiv oder konvektiv bedingte Niederschlagsereignisse unterschiedlich angesetzt werden. Bei sommerlichen Schneefällen käme noch die windbedingte Modifizierung der Ablagerung infolge des Geländeeinflusses hinzu. Beide Effekte werden vernachlässigt. Insgesamt läuft das Verfahren darauf hinaus, die an der Pegelstation Vernagtbach gemessenen Niederschlagswerte für den Zeitraum nach der Schneedeckenaufnahme im Mai bis zur Aus-

Jahr 01.10.-30.09.	Winterniederschlag			Sommerniederschlag			Jahreswert mm
	Gletscher mm	Restfläche mm	Gesamtwert mm	Schnee mm	Regen mm	Gesamtwert mm	
1984/85	1386	802	1279	298	227	525	1804
1983/84	946	534	871	278	220	498	1369
1982/83	1147	870	1096	296	240	536	1632
1981/82	1298	872	1217	188	317	505	1722
1980/81	1071	617	996	265	252	517	1513
1979/80	1089	698	1025	320	153	496	1521
1978/79	1146	586	1053	364	166	530	1583
1977/78	1040	540	955	288	159	447	1402
1976/77	1109	603	1015	273	338	611	1626
1975/76	620	310	562	439	310	749	1311
1974/75	1268	650	1153	-	-	570	1723
1973/74	986	483	892	-	-	550	1442
Mittelwert	1092	630	1009	301	238	545	1554
Standardabweichung	± 196	± 164	± 186	± 66	± 67	± 76	± 155

- 67 -

Tab. 3.5: Jahressummenwerte, Mittelwerte und Standardabweichungen des Gebietsniederschlags für das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach, aufgegliedert nach Winter- und Sommerabschnitten mit zusätzlicher Unterteilung nach Gletscher- und unvergletschertem Flächenanteil für den Winter sowie Schnee- und Regenanteil für den Sommer

bildung der neuen Winterschneedecke im Oktober aufzusummieren und, aufgesplittet nach Schnee und Regen (s. Abschn. 3.1.3), mit entsprechenden empirisch gewonnenen Korrekturfaktoren (s. Abschn. 3.1.5.2.1 bis 3.1.5.2.3) zu versehen. Mit den so erhaltenen Werten wird der Gebietsniederschlag während des Sommers für das Einzugsgebiet berechnet, wobei von einer weiteren Differenzierung zwischen Gletscher und eisfreier Umgebung abgesehen wird, da ein solcher Einfluß im Rahmen der Meßgenauigkeit nicht mehr nachweisbar ist.

#### 3.1.5.2.1 Korrekturwerte für den festen Niederschlagsanteil

Für die Größenordnung des Defizits der Niederschlagsmessung bei Schneefall unter Verwendung standardisierter Meßgefäße liegen zahlreiche Angaben vor (z.B. SEVRUK 1982, MARTINEC 1985, FÖHN 1985). Aus den Vergleichsmessungen vom Weißfluhjoch-Meßfeld, Davos, ergibt sich ein Mittelwert des Defizits des mit einem Regenschirm (Pluviograph "Joss-Tognini") gemessenen Schneeniederschlags von 20 %, für den Totalisator von 22 % (FÖHN 1985), wobei im Einzelfall erheblich größere Abweichungen auftreten können. Mit Bezug auf diese Davoser Untersuchungen werden die an der Pegelstation als Schnee ausgewiesenen Niederschlagswerte in der Regel um 20 % erhöht. Größere Diskrepanzen zwischen den Werten des Totalisators "Vernagtbrücke" und denen der Niederschlagsmesser an der Pegelstation, die besonders bei hohem Schneeanteil am Niederschlag, vorrangig im Mai auftreten, werden durch eine entsprechende Anpassung ausgeglichen (s. Abschn. 3.1.4).

#### 3.1.5.2.2 Korrekturwerte für den flüssigen Niederschlag

An den Meßwerten für Regen werden normalerweise keine Korrekturen angebracht, obgleich auch hier gewisse Defizite anzunehmen sind, insbesondere wenn höhere Windgeschwindigkei-



ten während der Niederschlagsperioden zu verzeichnen sind. Ein systematischer Unterschied der Meßwerte der mit einem Windschutz versehenen Fuess-Niederschlagswaage und der Belford-Waage ohne Windschutz ist indessen nicht nachweisbar. Die angewandten Korrekturen beschränken sich deshalb ausschließlich auf gelegentlich vorkommende Funktionsstörungen bei den Meßgeräten.

#### 3.1.5.2.3 Korrekturwerte zur Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags

Die Höhenabhängigkeit der Jahressummen des Niederschlags ausgewählter Stationen der inneren Ötztaler Alpen wurde von KUHN et al. (1982) näher untersucht. Dabei ergeben sich deutliche Differenzierungen für verschiedene Einzugsgebiete. Die Stationen des Schnalstals und Venter Tals repräsentieren dabei den niederschlagsarmen Kernbereich der Ötztaler Alpen, dem auch das Vernagtgebiet zugehörig ist. Die Stationen dieses Kernbereichs zeigen bis 1500 m ü.NN keine wesentliche Änderung des Niederschlags mit der Höhe, darüber eine deutliche Zunahme von 700 mm in 2000 m ü.NN auf ca. 900 mm in 2500 m ü.NN und 1350 mm in 3000 m ü.NN Höhe. Damit würde sich für die Höhe der Pegelstation ein mittlerer Jahresniederschlag von 1010 mm, für die mittlere Höhe des Einzugsgebietes ein Wert von 1400 mm ergeben. Demnach wäre ein Zuschlag von mehr als einem Drittel des an der Pegelstation gemessenen Niederschlags erforderlich, um die Niederschlagszunahme mit der Höhe im Vernagt-Einzugsgebiet angemessen zu berücksichtigen.

Bezogen auf die Talstation Vent mit 685 mm Jahresniederschlag ergibt sich für die Station Hintereis in 2970 m ü.NN mit 1380 mm eine Verdoppelung des Wertes, wobei der Faktor für die Wintermonate (Oktober-April) 2,18, für die Sommermonate (Mai-September) 1,89 beträgt. Dies besagt, daß im Som-

mer mit einem höheren Anteil konvektiv ausgelöster Niederschläge eine geringere Zunahme des Niederschlags mit der Höhe anzunehmen ist als während der Wintermonate. Dieses Ergebnis wird von LANG (1985) in seiner Untersuchung zur Höhenabhängigkeit der Niederschläge im Alpenraum bestätigt, wobei auf die bei anderen Untersuchungen festgestellte stärkere Niederschlagszunahme mit der Höhe in den Wintermonaten (HAVLIK 1975) Bezug genommen wird. Zugleich aber wird betont, daß solche Niederschlags-Höhenbeziehungen bestenfalls regional, wenn nicht nur lokal anwendbar sind, bedingt durch die orographischen Einflüsse und die für die einzelnen Regionen unterschiedliche Niederschlagswirksamkeit der verschiedenen Wetterlagen.

Zur Ermittlung einer für das Vernagtgebiet brauchbaren Höhenkorrektur des Niederschlags wurde versucht, den an der Pegelstation als Regen gemessenen Niederschlag mit dem in höheren Lagen des Gletschers als Schnee deponierten Niederschlag zu vergleichen. Als besonders günstig für diesen Vergleich erwies sich die zweite Sommerhälfte des Jahres 1976. Wie aus der Abflußganglinie dieses Jahres (s. Abschn. 3.5.2) deutlich erkennbar ist, folgte damals auf eine Periode stark zunehmender Abflußwerte in der ersten Sommerhälfte eine Periode mit nur mehr sehr geringen Abflußwerten, die auf eine praktisch andauernde Schneebedeckung des größten Teils des Gletschers in der zweiten Sommerhälfte schließen lassen. Tatsächlich trat in diesem Zeitraum oberhalb 3000 m ü.NN kaum mehr Schmelzung auf und der gesamte, an der Pegelstation durchwegs als Regen gefallene Niederschlag konnte auf dem Gletscher mit der Methode der Wasserwertbestimmung der Schneedecke erfaßt werden. Die dabei erhaltenen Beträge des als Schnee deponierten Niederschlags waren im Mittel 20 % höher als die an der Pegelstation gemessenen Niederschlagswerte. Ein Korrekturwert in der vollen Höhe dieser Differenz wäre jedoch zu groß, da er auf den Höhenbereich maximaler

Schneeniederschlagswerte des Gletschers bezogen ist, zum anderen waren in diesem Zeitabschnitt ausschließlich advektive Wettervorgänge wirksam, für die eine stärkere Zunahme der Niederschlagswerte mit der Höhe anzunehmen ist als für konvektive Vorgänge, so daß auch aus diesem Grunde die Korrektur etwas zu groß wäre. Tatsächlich erscheint ein Zuschlag von im Mittel (15  $\pm$  5) % auf den sommerlichen Gesamtniederschlagswert, d.h. den bereits auf seinen Schneeanteil hin korrigierten Betrag, angebracht.

#### 3.1.5.3 Ergebnisse der Niederschlagsberechnung

Die Zahlenwerte der zur Ermittlung des Gebietsniederschlags berechneten Teilbeträge, deren Summen- und Mittelwerte sowie die zugehörigen Standardabweichungen sind in Tab. 3.5 zusammengestellt. Bei der Bewertung dieser Daten muß beachtet werden, daß

- das erläuterte Berechnungsverfahren erst im Laufe der Zeit den dargestellten Stand erreichte, die Datenreihe aus diesem Grund also nicht völlig homogen ist,
- wegen spezieller Situationen in einzelnen Jahren auch abweichende Korrekturwerte angewandt wurden,
- in den verschiedenen Jahren wegen der unterschiedlichen Vollständigkeit und Qualität der Meßdaten die Zuverlässigkeit der Niederschlagswerte nicht einheitlich zu bewerten ist und
- weitere Verbesserungen des Meß- und Auswerteverfahrens angestrebt werden.

In Abb. 3.4 sind diese Zahlenwerte graphisch dargestellt. Die Darstellung läßt die Relation der jahreszeitlichen Anteile des Gebietsniederschlags deutlich erkennen und zeigt, daß der Winterniederschlag entsprechend seinen hohen Beträgen maßgeblich den Gang der Jahresbeträge bestimmt. Die Sommerwerte sind insgesamt niedrig und zeigen nur sehr geringe Schwankungen. Eine Ausnahme bildet das Jahr 1975/76, in welchem der Sommerwert höher als der Winterwert ist.

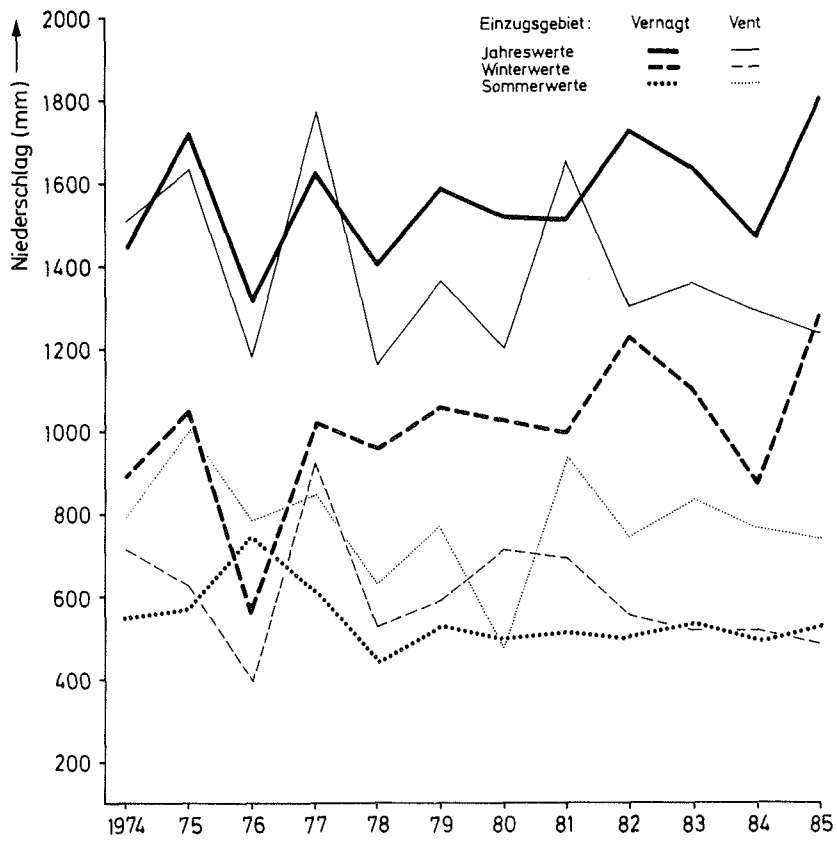


Abb. 3.4: Jahresmittelwerte sowie Winter- und Sommerwerte des Gebietsniederschlags für die Einzugsgebiete Pegelstation Vernagtbach (dick) und Vent/Venter Ache (dünn)

Diese Ergebnisse weichen von den Zahlen einer von KUHN et al. (1985) für die Jahre 1952-1980 vorgenommenen Auswertung ab. Die dort für die Berechnung des Wasserhaushalts des Einzugsgebietes Vent/Venter Ache benützten Werte des Gebietsniederschlags wurden durch Hochrechnen der Niederschlagswerte der Station Vent (1904 m ü.NN) auf die mittlere Höhe des Einzugsgebietes (2450 m ü.NN) mit einem für Sommer und Winter konstanten Faktor von 2,1 gewonnen. Diese Werte sind, ergänzt für die Jahre bis 1985 und aufgesplittet für Sommer und Winter gleichfalls in Abb. 3.4 eingetragen. Für die Jahre 1952-1964 gibt WENDLER (1967) ein Verhältnis von 1:2,18 für den in Vent gemessenen Niederschlag zu dem aus Totalisatormessungen abgeleiteten Gebietsniederschlag des gleichen Einzugsgebietes an. LANSER (1959) bestimmte dieses Verhältnis zu 1:2, allerdings bezogen auf einen anderen Zeitabschnitt.

Die Vergleichbarkeit der jahreszeitlichen Werte in Abb. 3.4 ist geringfügig eingeschränkt, da die Vernagtwerte im Gegensatz zu den Venter Werten nicht streng auf den Zeitraum Oktober-April bzw. Mai-September bezogen sind. Je nach dem Termin der Schneedeckenaufnahme wird hier der Mai-Niederschlag anteilig dem Winter- bzw. Sommerabschnitt zugerechnet. In Tab. 3.6 sind die wichtigsten Vergleichszahlen beider Reihen zusammengestellt.

Nach den Venter Daten überwiegt der Sommeranteil des Niederschlags deutlich die Werte vom Vernagtgebiet. Die in Vent gemessenen Winterniederschläge sind sicher als zu niedrig, die entsprechenden Vernagtwerte allenthalben als geringfügig zu hoch zu bewerten. Die Sommerwerte des Niederschlags im Vernagtgebiet erscheinen nach dem Vergleich mit Vent zu niedrig. Aufgrund der Meßwerte an der Pegelstation und der Korrektur für die Höhenzunahme ist anzunehmen, daß zwar die tatsächlichen Sommerniederschläge des Vernagtgebietes über den angegebenen Werten liegen. Der aus Tab. 3.5 folgende

Differenzbetrag von 245 mm zu den Venter Werten ist jedoch zu hoch. Dazu trägt auch bei, daß die Vernagt-Sommerwerte auf einen etwas kürzeren Zeitabschnitt bezogen sind. Die Mittelwerte der beiden Reihen stehen hingegen in einer befriedigenden, den mittleren Höhen der Einzugsgebiete entsprechenden Relation zueinander. In zwei Fällen übersteigen die Jahreswerte des Venter Einzugsgebietes jedoch die Vernagtwerte.

	Einzugsgebiet Vent/Venter Ache	Einzugsgebiet Pegel Vernagtbach
mittlerer Sommerwert $P_S$	780	545
Standardabweichung	+138	+76
mittlerer Winterwert $P_W$	606	1009
Standardabweichung	+141	+186
mittlerer Jahreswert $P$	1386	1554
Standardabweichung	+206	+155
$P_S/P_W$	1,29	0,54
$P_S/P$	0,56	0,35
$P_W/P$	0,44	0,65

Tab. 3.6: Mittelwerte des Niederschlags für die Einzugsgebiete Vent/Venter Ache und Pegelstation Vernagtbach für die Zeit 1973/74-1984/85. Angegeben sind die Werte für Sommer und Winter, die Jahreswerte und deren Standardabweichungen sowie die Verhältnisse von mittlerem Sommer- zu Winterniederschlag und der jeweiligen Werte zum Jahresniederschlag. Für die Venter Niederschlagsangaben umfaßt der Sommer die Monate Mai-September, der Winter Oktober-April. Die Vernagtwerte entsprechen annähernd diesen Zeitintervallen, die datumsmäßige Abgrenzung ist hier jedoch durch die Termine der Schneedeckenaufnahme bzw. das Einschneien des Gletschers gegeben.

Der mittlere Gebietsniederschlag des Vernagtgebietes liegt mit 1554 mm merklich über dem aus der Höhenbeziehung des Niederschlags für das Kerngebiet des Ötztals (KUHN et al. 1985) folgenden Wert von 1400 mm. Es ist anzunehmen, daß diese Differenz des extrapolierten Wertes auf die unzureichende Erfassung des Winterniederschlags mit den aus Instrumentendaten abgeleiteten Beziehungen zurückzuführen ist. Im Gang der Jahreswerte ist eine gute Übereinstimmung beider Reihen für den Abschnitt 1974-1980 feststellbar. Bei den jahreszeitlichen Werten ist mit Ausnahme der Winterwerte 1975-1977 kaum eine Ähnlichkeit des Verlaufs erkennbar. Auffallend ist die erheblich geringere Streuung der Vernagtwerte gegenüber den Venter Werten. Dieser Effekt ist sicher z.T. auf die Reduktionsverfahren bei den Vernagtdaten zurückzuführen, entspricht aber wohl auch den tatsächlichen Gegebenheiten. Zur Überprüfung dieses Befundes sollten in einer weiteren Untersuchung die aus den Registrierungen der Stationen Vent und Vernagtbach auswertbaren einzelnen Niederschlagsereignisse und deren Gewicht bei der Mittelbildung näher analysiert werden.

Letztlich bleibt festzustellen, daß der Gebietsniederschlag trotz des beträchtlichen Aufwandes bei der Messung und Auswertung die Komponente mit der größten Unsicherheit für die Bestimmung des Wasserhaushalts des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach darstellt. Weitere Anstrengungen zur Verbesserung der bisherigen Ergebnisse sind hier in jedem Fall wünschenswert.

### 3.2 Energiebilanz zur Berechnung des verfügbaren Schmelzwassers

Die Schmelzwasserproduktion eines Gletschers wird durch die Energieumsätze an der Gletscheroberfläche bestimmt. Diese Umsätze werden durch die Energiebilanzgleichung beschrieben:

$$SB + L + V + B + S + N = 0 \quad (3.1)$$

mit SB = SBK + SBL	Strahlungsbilanz
SBK = G - R	kurzwellige Strahlungsbilanz
SBL	langwellige Strahlungsbilanz
L	Strom fühlbarer Wärme
V	Strom latenter Wärme
B	Bodenwärmestrom
S	Schmelz- bzw. Gefrierwärmestrom
N	Energiezufuhr durch Regen
G	Globalstrahlung (direkte und diffuse Strahlung von Sonne und Himmel)
R	Reflexstrahlung

Die Summe aller Terme ist Null, da die Gletscheroberfläche keine Wärmekapazität besitzt. Ein etwaiger positiver bzw. negativer Überschuss aus der Summe der ersten drei Terme steht zum Schmelzen von Schnee und Eis bzw. zum Gefrieren von Flüssigwasser (S) zur Verfügung oder er führt zu einer Erwärmung bzw. Abkühlung (B) der obersten Schichten des Gletschers. Der letzte Term in Gl. (3.1) ist sehr klein und wird daher im folgenden vernachlässigt. Bei der Ermittlung der Energiebilanz ist zu berücksichtigen, daß nur die kurzwellige Strahlungsbilanz SBK von den übrigen Komponenten unabhängig ist, dagegen sind SBL, L, V und B über die Oberflächentemperatur des Gletschers  $\vartheta_0$  miteinander gekoppelt. Während Zeiten mit Schmelzung ( $S < 0$ ) spielt dies keine Rolle, da dann  $\vartheta_0 = 0 \text{ }^\circ\text{C}$  ist. Während Zeiten ohne Schmelzung



variiert dagegen die Oberflächentemperatur, deshalb müssen die Energiebilanzkomponenten iterativ berechnet werden, so daß für den jeweiligen nächsten Zeitabschnitt die Anfangsbedingungen aus den Werten des vorangehenden Zeitabschnitts bestimmt werden können. Die hierbei verwendete Vorgangsweise wird im Zusammenhang mit der Berechnung des Bodenwärmestroms geschildert (s. Abschn. 3.2.3).

### 3.2.1 Erfassung der meteorologischen Daten zur Berechnung der Energiebilanz

#### 3.2.1.1 Instrumentelle Ausstattung

Für die Erfassung der meteorologischen Daten zur Erstellung der Energiebilanz kamen im Untersuchungszeitraum drei verschiedene Registriersysteme zum Einsatz: Registrierungen auf Papier, auf Kassetten und auf Festwertspeichern. Zusätzliche "Datenträger" stellten die im Laufe der Untersuchungen angefertigten Photographien dar. Die Stromversorgung erfolgte ausschließlich durch Batterien, die mit Solarzellen und einem Windgenerator nachgeladen wurden. Für die Aufzeichnungen auf Registrierpapier wurden zusätzlich zu den Niederschlagsregistrierungen (s. Abschn. 3.1.1), vier Typen von Schreibern eingesetzt:

- 2 Thermohygrographen vom Typ "BTW", batteriebetriebene Bandschreiber mit mechanischen Meßwertgebern, maximale zeitliche Auflösung 5 min, maximal 3 Monate Registrierdauer;
- 4 Sechsfach-Fallbügelschreiber der Fa. Schenk, batteriebetrieben, maximale zeitliche Auflösung 2 min, maximal 4 Wochen Registrierdauer; Registrierung elektrischer Signale (Spannungen, Widerstände) von Thermometern, Strahlungsmeßgeräten, Hygrometern;

- 3 mechanische Windschreiber nach Woelfle, Bandschreiber mit Federuhrwerk, Geber für Windrichtung und -weg, maximale zeitliche Auflösung 15 min, maximal 4 Wochen Registrierdauer;
- 1 Thermo- und 1 Barograph, Trommelschreiber mit Federuhrwerk, maximale zeitliche Auflösung 3 h, 31-Tage-Umlauf;

Die beiden Langzeitthermohygrographen vom Typ "BTW" sowie je ein Windschreiber vom Typ "Woelfle" und ein Schreiber der Fa. Schenk wurden an den Stationen Gletschermitte und Pegelstation Vernagtbach eingesetzt. Im Laufe der Erweiterung des Forschungsprogramms kam ein weiterer Schreiber der Fa. Schenk an der Pegelstation Vernagtbach hinzu. Ein Thermograph und ein Barograph wurden in der Meßhütte der Pegelstation Vernagtbach betrieben.

Die Analogschriebe wurden in den ersten Jahren manuell ausgewertet. Wegen des hohen Zeitbedarfs wurden dabei nur die zur Anwendung des Energiebilanzmodells unbedingt erforderlichen Parameter (s. Abschn. 3.2.3) herausgezogen. Nach Anschaffung eines Digitalisiertabletts im Jahr 1985 und Erstellung geeigneter Programme zur Verarbeitung der Daten wurden in der Zwischenzeit die gesamten als Analogschriebe vorliegenden Aufzeichnungen in Form einer Datenbank aufbereitet.

Um das Meßprogramm zu erweitern und zugleich die Auswertung zu vereinfachen, wurde 1978 die digitale Datenerfassungsanlage M 1600 L der Fa. Microdata an der Pegelstation Vernagtbach installiert. Diese wandelt die analogen Meßwerte in digitale Signale um, speichert die Daten auf Kassetten des Typs Cartridge DC 300 XL, die über ein entsprechendes Lesegerät in einen Großrechner übertragen und dort weiterverarbeitet werden. An diese Datenerfassungsanlage konnten bis zu

16 Meßwertgeber angeschlossen werden, wobei die maximale zeitliche Auflösung 1 s betrug. Die maximale Registrierdauer wurde durch die anfallende Datenmenge begrenzt. Wählt man z.B. eine Abfragerate von 2 min für 6 Meßwertgeber und 4 min für 7 Meßwertgeber (das Gerät erlaubt die Einstellung von 2 unterschiedlichen Abfrageraten), so ergibt sich für die DC 300 XL-Kassette eine Registrierdauer von rund 41 Tagen. Die Stromversorgung der Meßwertgeber und der Aufzeichnung erfolgte über Batterien. Ein ganzjähriger Betrieb konnte mit dieser Anlage nicht sichergestellt werden, da das Bandmaterial der Kassetten nur bis zu einer Umgebungstemperatur von +5 °C zuverlässig beschrieben werden konnte. Deshalb wurde 1984 die neue Datenerfassungseinheit MODAS 12 der Fa. NES aufgestellt, welche die Daten auf Festwertspeicher, sog. C-MOS RAMs, ablegt. Diese Anlage kann bereits eine erste Datenaufbereitung vornehmen, da sie die alle 2 s abgefragten Meßwerte der bis zu 23 Geber (17 analoge, 6 digitale) in verschiedenen, programmierbaren zeitlichen Abständen, bis maximal 1 h, aufsummiert und nur deren Mittelwerte abspeichert. Bei einer maximalen Speicherkapazität von 64000 Meßwerten (digitale Auflösung 12 Bit/Wort), einer Mittelungszeit von 0,5 h und 17 Meßwertgebern (Uhrzeit, 4 Strahlungskomponenten, 7 Temperaturen, Luftfeuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit, Niederschlag und Abfluß) ergibt sich eine maximale Registrierdauer von 78 Tagen. Die Anlage hat die kleinste elektrische Leistungsaufnahme aller eingesetzten Systeme und ermöglicht einen kontinuierlichen Betrieb über den Winter. Die Datenaufbereitung erfolgt, ähnlich wie bei den Kassetten, durch Überspielen der Werte vom Speicher in einen Personalcomputer (Olivetti M21), an dem die weitere Datenverarbeitung erfolgt.

Aufgrund der guten Erfahrungen mit der Anlage MODAS 12 wurde im Mai 1985 eine kleinere Version des Gerätes (MODAS 84) auf dem Schwarzkögele (Abb. 1.2) aufgestellt, die dort Stunden-

mittelwerte der Lufttemperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit in einen Festwertspeicher schreibt; die Daten werden mit Hilfe eines Hand-Held-Computers (HX-20 der Fa. Epson) über eine serielle Schnittstelle aus dem Speicher gelesen und auf Minikassette abgelegt. Damit ist eine direkte Kontrolle der abgespeicherten Werte vor Ort möglich, was bei der schwer zugänglichen Station einen wesentlichen Vorteil bedeutet. Im gleichen Jahr wurde diese Station durch einen mechanischen Windwegschreiber nach Woelfle ergänzt.

Zur Erweiterung der kontinuierlich erfaßten Meßdaten, insbesondere zur Erfassung der Albedo der Gletscheroberfläche, wurde 1978 auf dem Schwarzkögele und 1981 an der Station Gletschermitte je eine automatische Kamera (Contax RTS mit Winder zum Filmtransport; 18-mm-Objektiv am Schwarzkögele, 25-mm-Objektiv auf Gletschermitte; Agfapan 25-Film) installiert, die einmal am Tage den Gletscher und Teile des Vorfeldes photographiert und damit den Oberflächenzustand des Gebietes dokumentiert. Die Auslösung erfolgt über eine quartzgesteuerte Digitaluhr, deren Auslösezeitpunkt frei einstellbar ist. Die Uhrbatterien sind über Solarzellen gepuffert. Tab. 3.7 gibt einen Überblick über die vorhandenen Aufnahmeserien der einzelnen Jahre. Auftretende Unterbrechungen der Serien waren überwiegend auf temperaturbedingte Defekte der Kameras bzw. ihrer Motoren zurückzuführen.

Abb. 1.1-1.3 im Anhang geben einen Überblick über Umfang und Dauer aller an den drei Stationen gemessenen meteorologischen und hydrologischen Parameter; Mehrfachregistrierungen sind nicht gesondert gekennzeichnet. Man erkennt die sukzessive Erweiterung des Meßprogramms an der Pegelstation Vernagtbach, das, ausgehend von der Registrierung der wichtigsten Klimadaten, (Lufttemperatur  $\vartheta_L$ , Luftfeuchte  $f$ , Windrichtung  $W_r$ , Windgeschwindigkeit  $v$ , Niederschlag  $P$ ), ab 1976 alle vier Strahlungskomponenten im Sommer (Globalstrahlung  $G$ , Reflexstrahlung  $R$ , Gesamtstrahlung aus dem oberen  $Q_{\downarrow}$  und dem unteren Halbraum  $Q_{\uparrow}$ ) und die zur Bestimmung der langwel-

Jahr	Kamera Schwarzkögele	Kamera Station Gletschermitte
1978	10.7.-15.10.	---
1979	24.5.- 9.10.	---
1980	8.5.- 1.11. (mit Unterbrechungen Mitte Juli und An- fang September)	---
1981	2.5.-18.10.	3.7.-25.9. (mit einer Unterbrechung im Juli)
1982	18.5.-26.10.	16.6.-29.9. (mit einer Unterbrechung im August)
1983	4.5.-21.9.	5.5.-20.9. (mit einer Unterbrechung im Juli)
1984	5.7.-28.9.	5.5.-9.7.
1985	21.5.- 3.11. (mit einer Unter- brechung im August)	23.5.-2.10.

Tab. 3.7: Photographische Aufnahmeserien des Vernagtferners (Stand Ende 1985). Kamerastandpunkte Schwarzkögele und Gletschermitte (Abb. 1.2)

ligen Strahlungskomponenten benötigte Temperatur  $\vartheta_{Stb}$  des Strahlungsbilanzmeßgeräts, den Luftdruck  $p$  sowie den Wasserstand und die Wassertemperatur  $\vartheta_W$  des Vernagtbachs und zeitweilig die elektrolytische Leitfähigkeit des Bachwassers einbezog. Ab 1978 wurden außerdem zeitweise fünf Bodentemperaturen in 2, 5, 10, 20 und 50 cm Tiefe für Untersuchungen von Frostwechselhäufigkeiten und Frosteindringtiefen,<sup>3)</sup> registriert.

3) Die Auswertung dieser Messung soll im Rahmen einer Diplomarbeit erfolgen

Die Erfahrungen der ersten Sommer zeigten, daß es für die Erstellung kontinuierlicher Datenreihen unumgänglich ist, die wichtigsten Parameter parallel mit verschiedenen Meß- und Registriersystemen aufzuzeichnen. Deshalb wurden ab 1978 die Lufttemperatur und Luftfeuchte auf zwei Schreibern (BTW und Schenk) und auf Kassette, die Globalstrahlung auf dem Schenkschreiber und auf Kassette registriert. Etwaige Ausfälle der Registrierung der Gesamtstrahlung von oben, die zur Bestimmung der langwelligen Strahlung des Himmels und der Wolken, der sogenannten Gegenstrahlung A benötigt wird ( $A = Q_{\downarrow} - G$ ), fallen nicht so stark ins Gewicht, da die Gegenstrahlung aus den Meßwerten der Lufttemperatur, der Luftfeuchte und einer Abschätzung der Bewölkung berechnet werden kann. Deshalb genügte es, diesen Parameter nur auf einem Datenträger (zunächst Schreiber, dann Kassette) zu registrieren. Ebenso war es nicht erforderlich, den Windvektor an der Pegelstation Vernagtbach mehrfach aufzuzeichnen, da bei Störungen die Windregistrierung an der Station Gletschermitte verwendet werden konnte.

Wie Abb. 1.2 im Anhang zeigt, wurden an der Station Gletschermitte schon seit 1968, vorwiegend im Juli, August und September Registrierungen von Windrichtung und -geschwindigkeit vorgenommen, die von 1975-1977 durch zeitweilige Lufttemperatur-, Luftfeuchte- und Globalstrahlungsregistrierungen auf einem Schenkschreiber ergänzt wurden. Ab 1977 wurde es durch den Einsatz eines Thermohygrographen auch dort möglich, längere Datensätze zu gewinnen, so daß, abgesehen von zwei langen Ausfallzeiten 1978 und 1983, nahezu lückenlose Registrierungen von Lufttemperatur und Luftfeuchte während der Sommer- und Herbstmonate, z.T. bis in den Winter hinein, vorliegen. Die letzte Erweiterung dieser Station wurde im Frühjahr 1981 mit der Aufstellung der bereits erwähnten Kamera vorgenommen.

### 3.2.1.2 Klimatologische Auswertungen

Der Verlauf der Monatsmittelwerte der Lufttemperatur in den Jahre 1975-1985 (Abb.3.5) zeigt, daß die höchsten Werte in den Jahren 1982, 1983 und 1985 mit mehr als 8 °C im Juli auftreten. Das mittlere Julimittel für alle 11 Jahre beträgt 6,0 °C mit einer Standardabweichung von 1,6 K. Nur geringfügig darunter liegt das Augustmittel (5,6 °C,  $\sigma = 1,3$  K), wohingegen der Juni mit 3,0 °C und der September mit 4,3 °C wesentlich tiefere Mittelwerte als die Hochsommermonate zeigen. Die höchste Standardabweichung im Sommerhalbjahr weist der Mai (Monatsmittel 0,7 °C) auf. Dies ist auf das extrem hohe Maimittel des Jahres 1976 zurückzuführen, das mit <sup>9,8</sup>6,4 °C höher als alle Monatsmittelwerte der Jahre 1975, 1977, 1978, 1979 und 1984 liegt. Es ist durch die bereits bei den Niederschlagswerten diskutierte lange Schönwetterperiode im Frühling und Sommer 1976 bedingt, die zu einem sehr frühen, starken Ausapern des Gletschers führte (s. Abschn. 3.4.3). Aus den Maimitteln der übrigen Jahre ist ersichtlich, daß dieser Monat mit Mittelwerten um oder unter 0 °C im Normalfall als Wintermonat gezählt werden muß, in dem erst in der zweiten Monatshälfte mit dem Einsetzen der Schneeschmelze im Einzugsgebiet zu rechnen ist.

Der Witterungscharakter der einzelnen Sommerhalbjahre wird auch durch die Mittelwerte der Lufttemperatur für die Monate Mai-Oktober dokumentiert. In den Jahren 1977, 1978, 1980 und 1984 liegen diese Werte unter 3 °C, während 1982 und 1983 die höchsten Werte mit 4,5 °C bzw. 4,3 °C erreicht werden.

Aus den gleichzeitig registrierten Lufttemperaturen an der Station Gletschermitte und an der Pegelstation Vernagtbach wurde ein linearer Höhengradient der Lufttemperatur in 2 m Höhe über der Gletscheroberfläche berechnet. Da insbesondere zu Beginn der Untersuchungen nicht für den ganzen Sommer Pa-

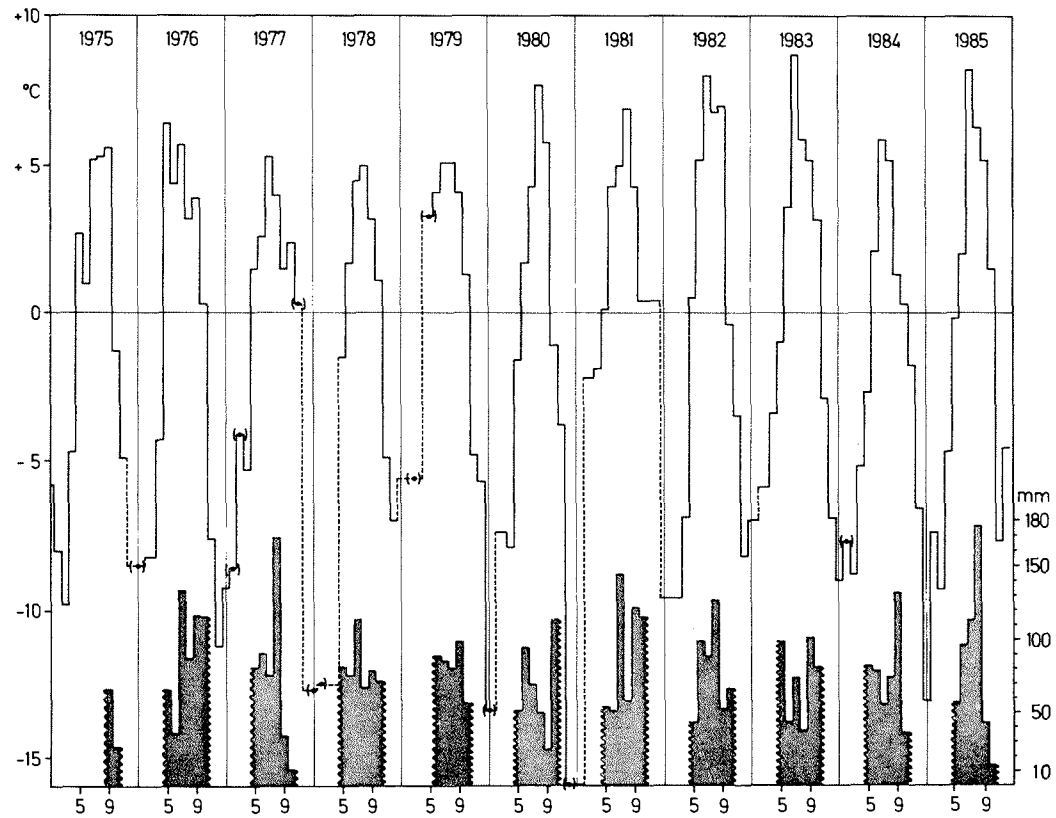


Abb. 3.5: Monatsmittel der Lufttemperatur für die Jahre 1975-1985 an der Pegelstation Vernagtbach sowie die Monatssummen des Niederschlags (gerastert während der Sommermonate der gleichen Jahre).



rallelregistrierungen der Lufttemperatur an den beiden Stationen vorlagen bzw. ausgewertet werden konnten, wurden die vorhandenen Lufttemperaturtagesgänge in drei Klassen eingeteilt, die für bestimmte Wetterlagen charakteristisch waren, nämlich für reine Strahlungstage ohne oder mit nur sehr geringer Bewölkung (Klasse 1) sowie für Tage mit mittlerer (Klasse 2) und mit dichter Bewölkung (Klasse 3). Der Grad der Bewölkung wurde aus den Registrierungen der Strahlung abgeschätzt. Für diese drei Klassen ergaben sich die in Abb. 3.6 dargestellten Höhengradienten der Lufttemperatur. Den deutlichsten Tagesgang zeigen die Wetterlagen der Klasse 1, deren Lufttemperaturen von inversionsnah bis überadiabatisch reichen. Mit zunehmender Bewölkung wird der Einfluß der kurzwelligen Strahlung kleiner, der der langwelligen dagegen größer und damit der Tagesgang der Höhengradienten geringer. War an diesen Tagen mit dichter Bewölkung Niederschlag gefallen, so wurde für diese Zeit der Gradient auf 0,65 K/100 m für Schneefall bzw. 0,58 K/100 m für Regen festgelegt. Mit

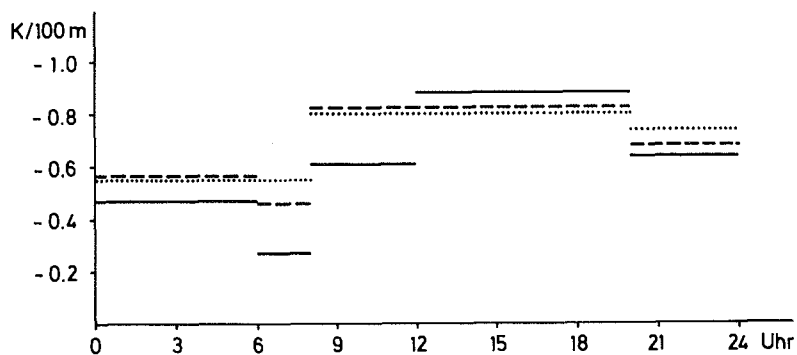


Abb. 3.6: Tagesgang des Höhengradienten der Lufttemperatur im Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach an Tagen ohne Niederschlag.  
Klasse 1: reine Strahlungstage ohne oder mit nur sehr geringer Bewölkung (—————)  
Klasse 2: mittlere Bewölkung (-----)  
Klasse 3: dichte Bewölkung (.....)

dem gleichen Temperaturgradienten wurde auch die Gebietsverteilung des Wasserdampfpartialdruckes aus der Luftfeuchtere registrierung an der Pegelstation berechnet.

Im Gegensatz zur Lufttemperatur liegen die höchsten Monatsmittel der Globalstrahlung (Abb.3.7) immer im Juni, was in erster Linie durch den astronomischen Jahresgang, aber auch durch die geringere Konvektion und damit geringere Bewölkung im Juni gegenüber dem Juli und August bedingt ist. Das höchste Monatsmittel wird im Juni 1978 erreicht; dieses Jahr hat auch den höchsten Mittelwert der Monate Mai-September ( $254 \text{ W/m}^2$ ). Die niedrigsten Mittelwerte des Sommerhalbjahrs findet man in den Jahren 1982 und 1983, in denen andererseits die Lufttemperaturen die höchsten Monatsmittelwerte der Dekade 1975-1985 aufweisen. Auch in den Jahren 1978-1981 korrespondieren hohe und mittlere Globalstrahlungswerte (1978, 1980) fast immer mit niedrigen Lufttemperaturen und hohe Lufttemperaturen (1979, 1981) werden verstärkt in Jahren mit niedriger Globalstrahlung registriert. Erst in den beiden letzten Jahren (1984, 1985) laufen beide Parameter parallel, wodurch 1984 das Jahr mit den geringsten Energieumsätzen und Abschmelzbeträgen des ganzen Zeitraums wird (s. Abschn. 3.2.4 und 3.3.3.3).

Die Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet unterliegen wesentlich geringeren Schwankungen als die Lufttemperatur und die Globalstrahlung. Die Monatsmittelwerte der Windgeschwindigkeit (Abb. 3.8) liegen zwischen 2,5 und 5 m/s, die über die Jahre 1976-1985 gemittelten Monatsmittel nur zwischen 3,3 und 3,8 m/s. Auch die Mittelwerte für die Monate Mai-September der einzelnen Jahre variieren nur zwischen 3,2 m/s (1977) und 3,7 m/s (1983). Ursache ist der Einfluß des Gletscherwindes, der hier zu einem sehr ausgeglichenen Windregime führt, das weder längere Calmen noch heftige, langandauernde Stürme in größerer Zahl aufweist.

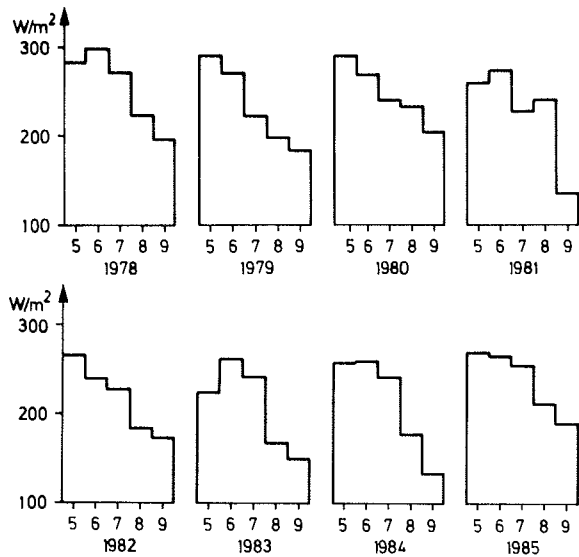


Abb. 3.7: Monatsmittel der Globalstrahlung an der Pegelstation Vernagtbach für die Monate Mai-September der Jahre 1978-1985

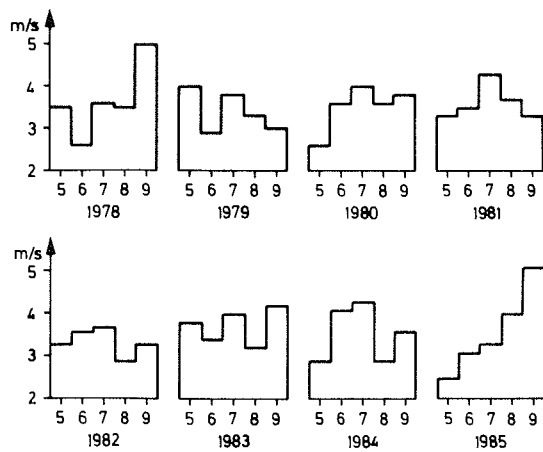


Abb. 3.8: Monatsmittel der Windgeschwindigkeit an der Pegelstation Vernagtbach für die Monate Mai-September der Jahre 1978-1985

Die Windrichtungsverteilung zeigt an der Pegelstation Vernagtbach eine deutliche Ausrichtung entlang der Talachse: mehr als 60 % der Windrichtungen entfallen auf die Richtungen N bis NW, auf Richtung S rund 30 %. Talquerwinde werden dagegen praktisch nicht beobachtet. Dies ist von erheblicher Bedeutung für die Übertragbarkeit der Vorfeldmessungen auf die Gletscheroberfläche: die Meßeinrichtungen an der Pegelstation Vernagtbach liegen durch die dominierende N-Richtung überwiegend in der vom Gletscher beeinflussten Luftschicht, so daß dort, d.h. etwa 1,5 km vom Gletscher entfernt, noch "gletschereigene" Luft registriert wird. Dies wurde u.a. durch das glazialmeteorologische Experiment LUZIVER (s. Abschn. 3.3.4) bestätigt.

Tab. 3.8 faßt die wichtigsten Parameter des Witterungsverlaufs der Monate Mai-September in den Jahren 1976-1985 zusammen. Diese qualitative Klassifizierung wurde mit Hilfe der

$$\text{Mittelwerte } M = \frac{1}{\text{Anzahl d. Jahre}} \sum_{1976}^{1985} \text{Monatsmittelwert (i)}$$

und den entsprechenden Standardabweichungen abgeleitet, wobei i für die Einzelmonate Mai-September der Jahre 1976-1985 steht. Danach gilt für die Lufttemperatur

- heiß = Monatsmittel  $> M + \sigma$
- warm = Monatsmittel zwischen  $M + 0,5 K$  und  $M + \sigma$
- normal = Monatsmittel im Intervall  $M \pm 0,5 K$
- kalt = Monatsmittel zwischen  $M - 0,5 K$  und  $M - \sigma$
- sehr kalt = Monatsmittel  $< M - \sigma$

Analoges gilt für Niederschlag und Globalstrahlung, wobei als Normalbereich für die Globalstrahlung das Intervall  $M \pm 5 W/m^2$ , für den Niederschlag  $M \pm 10 mm$  angesetzt wurde. Hohe Windgeschwindigkeiten liegen zwischen 4 und 5 m/s, sehr hohe darüber.

		Mai	Juni	Juli	August	September
1976	$\vartheta_L$	<del>heiß</del>	warm	normal	sehr kalt	normal
	P	normal	sehr niedr.	sehr hoch	normal	hoch
	G	-	(sehr hoch)	(s. niedr.)	(hoch)	(normal)
	v	hoch				
1977	$\vartheta_L$	warm	normal	kalt		
	P	hoch	hoch	niedrig	sehr hoch	sehr niedrig
	G	-	normal	sehr hoch	sehr niedr.	niedrig
	v					
1978	$\vartheta_L$	kalt	kalt	kalt	kalt	kalt
	P	hoch	normal	hoch	niedrig	normal
	G	hoch	hoch	sehr hoch	hoch	hoch
	v					hoch
1979	$\vartheta_L$		warm	normal	normal	normal
	P		normal	normal	niedrig	hoch
	G		normal	niedrig	niedrig	hoch
	v					
1980	$\vartheta_L$	kalt	kalt	kalt	heiß	warm
	P	niedrig	hoch	niedrig	niedrig	sehr niedrig
	G	sehr hoch	normal	normal	sehr hoch	sehr hoch
	v			hoch		
1981	$\vartheta_L$	normal	warm	kalt	warm	normal
	P	niedrig	niedrig	sehr hoch	niedrig	sehr hoch
	G	niedrig	normal	niedrig	sehr hoch	sehr niedrig
	v			hoch		
1982	$\vartheta_L$	normal	heiß	heiß	warm	heiß
	P	sehr niedr.	hoch	normal	hoch	niedrig
	G	normal	sehr niedr.	niedrig	niedrig	normal
	v					
1983	$\vartheta_L$	kalt	normal	heiß	normal	warm
	P	sehr hoch	sehr niedr.	niedrig	sehr niedr.	hoch
	G	sehr niedr.	niedrig	normal	sehr niedr.	niedrig
	v			hoch		hoch
1984	$\vartheta_L$	sehr kalt	kalt	normal	normal	sehr kalt
	P	hoch	normal	sehr niedr.	niedrig	sehr hoch
	G	niedrig	niedrig	normal	niedrig	niedrig
	v		hoch	hoch		
1985	$\vartheta_L$	normal	kalt	heiß	warm	warm
	P	niedrig	hoch	hoch	sehr hoch	niedrig
	G	normal	niedrig	hoch	hoch	hoch
	v				hoch	sehr hoch

Tab. 3.8: Angaben zu den Witterungsverhältnissen in den Sommerhalbjahren 1976-1985 unter Verwendung der Parameter Lufttemperatur  $\vartheta_L$ , Niederschlag P, Globalstrahlung G und Windgeschwindigkeit v.

### 3.2.2 Das digitale Geländemodell (DGM)

Zur Übertragung der punktuell erfolgten Messungen auf das gesamte Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach wurde auf der Basis der Karte "Vernagtferner 1969, 1:10000" ein digitales Geländemodell (DGM) erstellt. Dazu wurde ein Raster mit einem Gitterlinienabstand von 0,5 cm auf die Karte gelegt, was einem Realabstand von 50 m entspricht. An jedem Gitterpunkt wurde die Höhe ü.NN. abgelesen und in einer Matrix mit 100 x 82 Punkten abgespeichert. Da das Gelände nicht sehr stark gegliedert ist, große Höhenunterschiede auf kurzem Horizontalabstand treten nur am Rand des Gebietes auf, wurde die Maschenweite später auf 1 cm, entsprechend 100 m Realabstand vergrößert. Der Vergleich zwischen der ursprünglichen Karte und den aus dem DGM rekonstruierten Höhenlinien zeigt, daß die Geländeformen mit guter Genauigkeit wiedergegeben werden.

Abb. 3.9 zeigt eine perspektivische Darstellung des Geländes. Der Gitterlinienabstand beträgt 50 m, das Gelände wird aus der Richtung der einfallenden Sonnenstrahlung zu einem bestimmten Zeitpunkt betrachtet. Auf diese Darstellung wird an späterer Stelle noch näher eingegangen (s. Abschn. 3.2.3)

Mit dem Datensatz des DGM wurde als erstes eine Neigungs- und Richtungsanalyse des Geländes durchgeführt, die auf der Berechnung des Hangnormalenvektors für jede durch einen Gitterpunkt repräsentierte Fläche basiert (ESCHER-VETTER 1980). Abb.3.10 zeigt das Ergebnis für den Gletscher, sein Vorfeld und die ihn umgebenden Felspartien. Die Richtung der Pfeile entspricht der Hangrichtung, die Länge der Hangneigung, wobei lange Pfeile einen flachen, kurze einen steilen Hang symbolisieren. Gliedert man die Gesamtfläche des Gletschers nach acht Himmelsrichtungen und fünf Neigungsintervallen, so ergeben sich die in Tab. 3.9 angegebenen Prozentanteile. Danach nehmen die nach S, SE und SW gerichteten Geländeteile

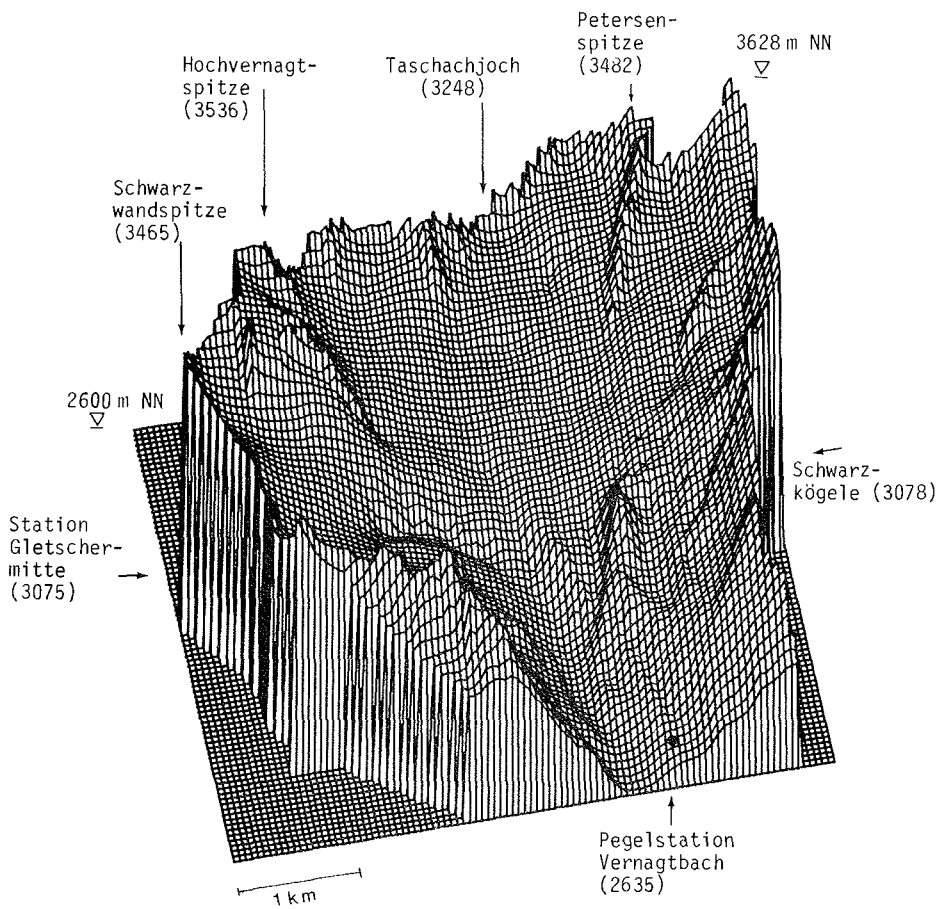


Abb. 3.9: Quasi-dreidimensionale Darstellung (5fach überhöht) des Einzugsgebiets der Pegelstation Vernagtbach, gezeichnet auf der Basis des digitalen Geländemodells "Vernagtferner 1969" mit einem Gitterlinienabstand von 50 m.

den größten Bereich der Gletscheroberfläche ein. Hänge, die steiler als  $20^\circ$  sind, haben an der Gesamtfläche nur einen Anteil von 22 %. Die größte Häufigkeit mit 28 % weist das Intervall  $5^\circ$ - $10^\circ$  auf. Der Gletscher ist damit relativ flach, worauf bereits in Abschn. 1.1 hingewiesen wurde.

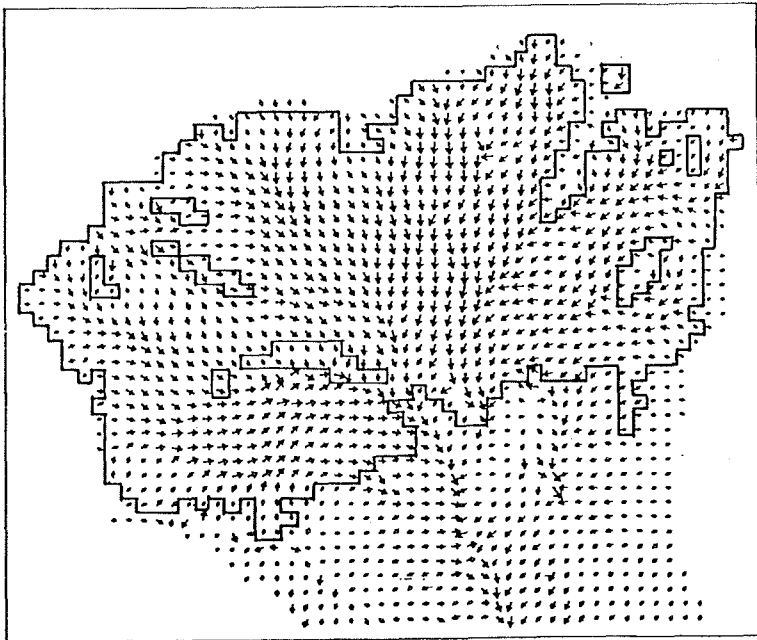


Abb. 3.10: Hangneigungs- und Hangrichtungsverteilung am Vernagtferner (eingrahmt) und in seinem Umfeld

	0°-5°	5°-10°	10°-15°	15°-20°	20°	
N	-	0,0	0,1	0,2	1,8	2,2
NE	0,2	1,2	1,9	1,1	2,6	6,9
E	0,1	3,8	5,0	3,8	3,8	16,5
SE	0,6	4,6	8,2	6,3	3,9	23,5
S	1,5	11,7	5,1	4,1	4,3	26,5
SW	0,3	5,0	4,4	3,3	3,1	16,1
W	0,2	1,6	1,7	1,6	1,6	6,7
NW	-	0,0	0,0	0,3	1,3	1,6
	2,8	27,9	26,3	20,7	22,3	100

Tab. 3.7: Prozentanteile der auf die Neigungs- und Richtungsintervalle entfallenden Teilflächen an der Gesamtfläche des Gletschers (Stand: 1969)



Mit dem DGM war es möglich, die flächenmäßige Verteilung der an den drei Stationen registrierten meteorologischen Parameter zu berechnen. Zur Bestimmung der Albedo über den gesamten Gletscherbereich wurde jeweils bei der Vergrößerung auf die Photographie eine zentralperspektive Transformation des Gitternetzes aufkopiert, welche die Verzerrung durch die photographische Abbildung berücksichtigt (Abb. 3.11). Für jeden Gitterpunkt und für jeden Tag konnte dann zwischen Neuschnee, Firn und Eis unterschieden werden, denen ein entsprechender mittlerer Albedowert zugeordnet wurde, der z.T. aus der Literatur (DIRMHIRN & TROJER 1955, LANG pers. Mitt.) z.T. aus eigenen Messungen (s. Abschn. 3.3.1) abgeleitet wurde: 0,8 für Neuschnee, 0,45-0,5 für Firn und 0,3 für Eis. Eine weitergehende Differenzierung war auf den Photographien, vor allem in den entfernteren Teilen, nicht möglich.

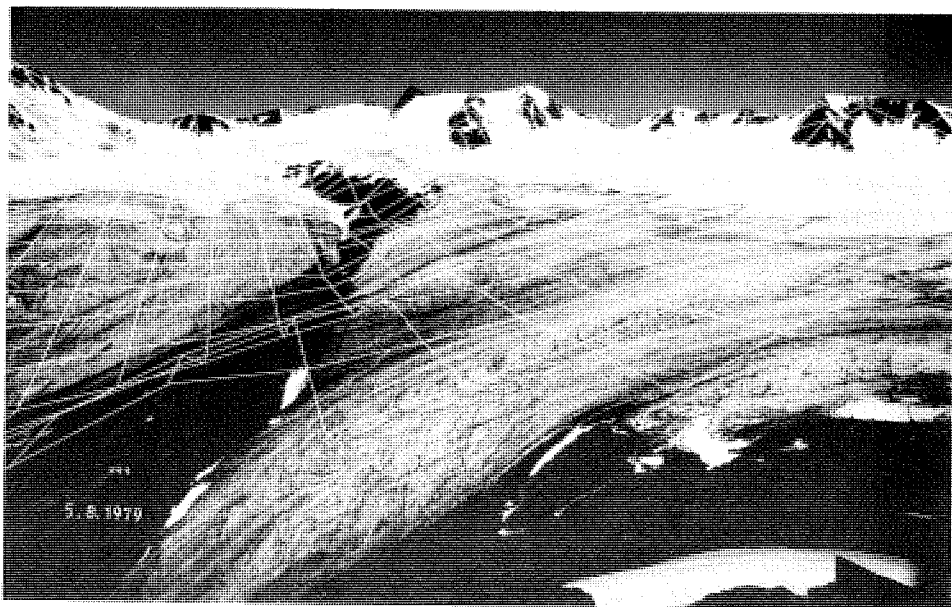


Abb. 3.11: Photographische Aufnahme des Vernagtferners vom 05.08.1979 mit einkopiertem Gitternetz (automatische Kamera, Standpunkt Schwarzkögele)

Ebenso wurde das DGM zur Ermittlung der Verteilung von Lufttemperatur und Luftfeuchte im Untersuchungsgebiet benutzt. Damit waren die Voraussetzungen für die Bestimmung der Ströme fühlbarer und latenter Wärme geschaffen; das DGM liefert jedoch auch die Grundlagen für die Berechnung der wichtigsten Komponente der Energiebilanzgleichung, der kurzweiligen Strahlungsbilanz.

### 3.2.3 Bestimmung der Komponenten der Energiebilanz

Zur Berechnung der Energiebilanz nach Gl. (3.1) wurde folgendes Verfahren angewandt. Zu einem gegebenen Zeitpunkt werden für alle Gitterpunkte im Gletscherbereich Anfangswerte der Oberflächentemperatur vorgegeben und daraus alle Komponenten mit den aktuellen meteorologischen Daten berechnet. Ergibt sich ein Nettoenergiegewinn, d.h. Schmelzung, so wird  $\vartheta_0 = 0$  °C gesetzt; sind dagegen die Energieverluste der Gletscheroberfläche größer als die Energiegewinne, so wird ein neuer Wert von  $\vartheta_0$  berechnet und als Anfangswert für den nächsten Zeitabschnitt verwendet.

Die Berechnung beginnt zu dem Zeitpunkt, an dem erstmals Schmelzbedingungen im Gletscherbereich zu erwarten sind, was i. allg. gegen Ende Mai der Fall ist, und läuft dann kontinuierlich durch den Sommer und Herbst bis zum Ende der Ablationsperiode. Der Beginn der Schneeschmelze im Gletscherbereich wird aus Berechnungen des Energieumsatzes mit konstanter Oberflächentemperatur bestimmt. Ob dem Gletscher Energie zugeführt oder entzogen wird, richtet sich nach der Größe der einzelnen Komponenten. Diese sollen im folgenden diskutiert werden.

Die kurzweilige Strahlungsbilanz (SBK) stellt die größte Energiezufuhr für einen Alpengletscher dar. Sie berechnet sich aus dem Produkt von Globalstrahlung  $G$  und Absorptionsvermögen der Oberfläche  $(1-a)$ , wobei  $a$  die Albedo ist (Werte s. Abschn. 3.2.2 und 3.3.1).

Das Globalstrahlungsangebot an einem Gitterpunkt hängt, außer von Jahres- und Tageszeit, von der Bewölkung und von der Geländeform ab. Während man bei der Bewölkung von homogenen Verhältnissen im ganzen, relativ kleinen Untersuchungsgebiet ausgehen kann, muß die Beeinflussung der Globalstrahlung durch die Geländeform mit Hilfe des DGM berücksichtigt werden. Der Expositionseinfluß und die Strahlungsverminderung durch Horizontabschattung werden mit einem dafür entwickelten Rechenprogramm an jedem Gitterpunkt berechnet (ESCHER-VETTER 1980). Dazu werden zunächst die Koordinaten des Sonnenstandes für einen bestimmten Zeitpunkt bestimmt. In der hierdurch festgelegten Richtung wird ein Strahl zu der Stelle des Geländes gezogen, für welche die Abschattungsverhältnisse berechnet werden sollen. Schneidet dieser Strahl die Geländeoberfläche an irgendeiner Stelle, so ist der Gitterpunkt beschattet, andernfalls liegt er in der Sonne. In Abb. 3.9 entsprechen die sichtbaren Flächen den besonnten, die verdeckten den beschatteten Teilen des Geländes.

Führt man diese Berechnung für alle Gitterpunkte in hinreichend kleinen Zeitabständen, etwa 5 min durch, so erhält man den Tagesgang der Besonnungs- und Bestrahlungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet. Aus den aufsummierten Zeiten ergeben sich die Tagessummen der potentiellen, d.h. ohne Bewölkung bestimmten Sonnenscheindauer und aus den Summen der Bestrahlungsstärken die Tagessummen der Bestrahlung in  $\text{kWh/m}^2$ . Abb. 3.12 zeigt die Flächenverteilung dieser beiden Größen für den 21.6.1978.

Die Horizontabschattung und Geländeexposition beeinflussen in erster Linie die direkte Sonnenstrahlung, d.h. den gerichteten Teil der Globalstrahlung; ihr Effekt ist deshalb bei wolkenlosem Himmel am größten. Da der diffuse Anteil der Globalstrahlung in 3000 m Höhe in diesem Fall aber nur etwa

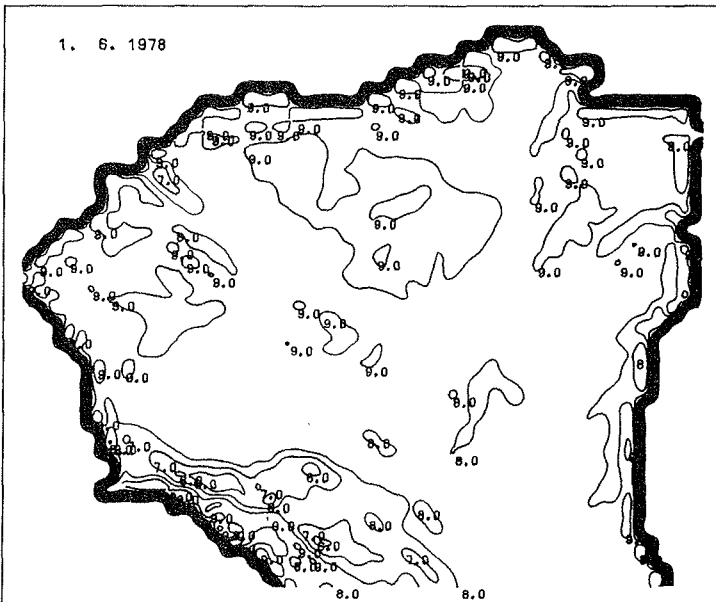
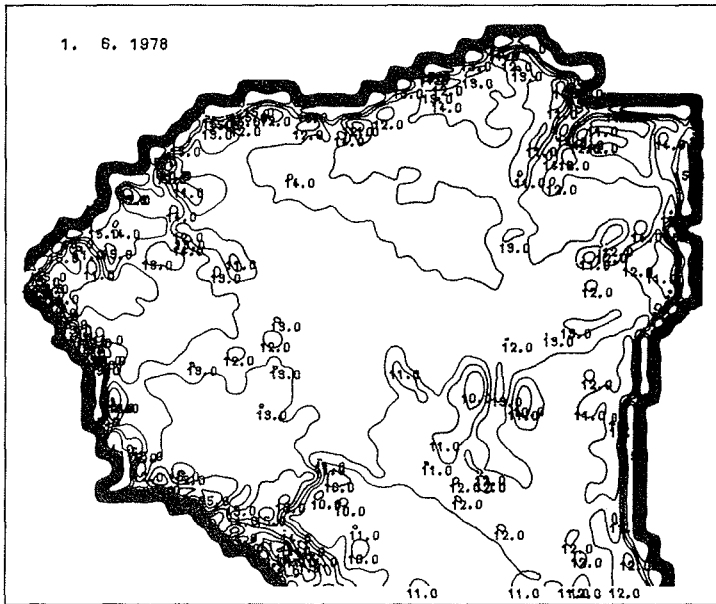


Abb. 3.12: Linien gleicher potentieller Sonnenscheindauer in h (oben) und Linien gleicher Tagessummen, der potentiellen direkten Sonnenstrahlung in kWh/m<sup>2</sup> (unten)

10 % beträgt, wurde auf eine Aufspaltung in gerichteten und diffusen Anteil verzichtet. Vergleichsrechnungen ergaben, daß hierdurch keine wesentlichen Genauigkeitsverluste verursacht werden.

Die SBK entzieht der Gletscheroberfläche keine Wärme, da sie nie kleiner als Null wird. Dagegen ist die langwellige Strahlungsbilanz (SBL), d.h. die Summe aus Gegenstrahlung und langwelliger Ausstrahlung des Gletschers, fast immer negativ. Der Grund dafür besteht in der Ausstrahlung der Gletscheroberfläche, die nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz proportional zur 4. Potenz der Oberflächentemperatur und zum Emissionsvermögen der Oberfläche ist. Da sich die Gletscheroberfläche im langwelligen Strahlungsbereich wie ein Schwarzer Körper verhält, ist dieses gleich 1 zu setzen. Damit ergibt sich die langwellige Ausstrahlung bei Schmelzbedingungen zu  $321 \text{ W/m}^2$ , bei einer Oberflächentemperatur von  $-5 \text{ }^\circ\text{C}$  beträgt sie  $298 \text{ W/m}^2$ . Die an der Pegelstation Vernagtbach gemessene und für das Gesamtgebiet als einheitlich angenommene Gegenstrahlung erreicht dagegen höchst selten so hohe Werte, für wolkenlose Tage im Hochsommer liegt sie bei  $230\text{-}250 \text{ W/m}^2$ , so daß die Summe der beiden Terme i.allg. negativ ist.

Die Richtung der Ströme fühlbarer (L) und latenter (V) Wärme wird von der Temperatur- bzw. Feuchtedifferenz zwischen Luft und Gletscheroberfläche festgelegt: ist die Differenz negativ, so fließt fühlbare Wärme bzw. Feuchte zur Oberfläche, ist sie positiv, so wird dem Gletscher Wärme entzogen bzw. es findet Verdunstung statt. Die einfachste Parametrisierung für den Strom fühlbarer Wärme L am Gitterpunkt ist:

$$L = -\alpha_L (\vartheta_0 - \vartheta_L) \quad (3.2)$$

mit  $\vartheta_0$  Oberflächentemperatur an einem Punkt,  
 $\vartheta_L$  Lufttemperatur in 2 m Höhe am gleichen Punkt  
 $\alpha_L$  Wärmeübergangszahl,

und für den Strom latenter Wärme V:

$$V = \alpha_L \frac{0,623 r}{p c_p} (E_O - e_L) \quad (3.3)$$

mit r Verdampfungswärme des Materials an der Oberfläche  
p Luftdruck  
c<sub>p</sub> spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck  
e<sub>L</sub> Wasserdampfpartialdruck der Luft  
E<sub>O</sub> Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur der Oberfläche.

Im Rahmen der kontinuierlichen Energiebilanzberechnungen war es nicht möglich, einen Ansatz für L, V und insbesondere auch für  $\alpha_L$  zu verwenden, der die Einflüsse der thermischen Schichtung über der Eisoberfläche besser berücksichtigt hätte. Das lag zum einen daran, daß die langfristigen Messungen im Gletschervorfeld erfolgen mußten, wo die unteren Randbedingungen für die Berechnung der Flüsse völlig anders waren als über der Gletscheroberfläche. Die zweite Schwierigkeit lag darin, daß Profilmessungen von Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit, allein aus Gründen der anfallenden Datenmengen, nicht ununterbrochen betrieben werden konnten. Deshalb erschien es wenig gerechtfertigt, einen Schichtungsansatz mit unterschiedlichen Austauschkoefizienten für Wärme, Feuchte und Impuls zu benutzen. Dieser Mangel wurde dadurch etwas behoben, daß aus Profilmessungen über Schneeoberflächen (HOFMANN 1965)  $\alpha_L$  als Funktion der Windgeschwindigkeit berechnet wurde:

$$\alpha_L = 5,7 \sqrt{v} \quad (3.4)$$

Dieser Wert ergibt sich in  $W m^{-2} K^{-1}$ , wenn die Windgeschwindigkeit v in m/s angegeben wird.

Der Bodenwärmestrom B ist dann zu berücksichtigen, wenn sich die oberflächennahen Schichten des Gletschers während Schlechtwetterperioden und insbesondere während der Nacht unter 0 °C abkühlen. Er ergibt sich aus der Beziehung

$$B = - \int_0^Z \rho c \frac{\delta \vartheta}{\delta t} dz \quad (3.5)$$

mit  $\rho$  = Dichte des Materials unter der Oberfläche  
 $c$  = spezifische Wärme des Materials  
 $\vartheta$  = Temperatur des Materials  
 $t$  = Zeit  
 $Z$  = Tiefe, ab der im Gletscher die Temperatur 0 °C herrscht.

Die Tiefe  $Z$  ist jahreszeitlich variabel; sie erreicht die größten Werte am Ende des Winters, nimmt dann allmählich ab und wird i.allg. im Sommer gleich 0. Zur Berechnung von  $B$  müßte also nicht nur die Oberflächentemperatur bekannt sein, sondern auch die Temperaturverteilung in den obersten Metern des Gletschers. Außerdem sollte man die Materialien dieser Schicht (Eis, Firn, Wasser, Steine, Luft) kennen, da diese sehr unterschiedliche Dichten und spezifische Wärmen aufweisen. Da es nicht möglich war, alle diese Kenngrößen kontinuierlich für jeden Gitterpunkt zu erfassen, wurde hier eine Methode angewandt, die das Wiedergefrieren von Flüssigwasser bzw. die Abkühlung der oberen Schichten und die Oberflächentemperatur  $\vartheta_0$  getrennt berechnet. Dabei wird folgendermaßen vorgegangen: Zu jedem Zeitschritt wird geprüft, ob  $S + L + V$  positiv ist, ob also Schmelzung auftritt. Ist dies nicht der Fall, dann wird nach einem etwas modifizierten Ansatz von AMBACH (1955) unter Verwendung des obigen Summenwertes ein neuer Wert für  $\vartheta_0$  bestimmt, der kleiner als 0 °C ist; dieser wird für die Berechnung von  $SBL$ ,  $L$  und  $V$  im nächsten Zeitschritt verwendet, womit nun die reine Ober-

flächenabkühlung berücksichtigt ist. Darüber hinausgehende Energieverluste werden durch eine Abkühlung tieferer Schichten des Gletschers kompensiert, wobei in Anlehnung an die Vorgehensweise bei den Testfeldversuchen (Abschn. 3.3.2.3) Schmelzung erst dann wieder auftritt, wenn die Abkühlung durch positive Energiebilanzterme, also insbesondere durch steigende kurzweilige Strahlungsbilanzen, wieder ausgeglichen wurde. Mit diesem Verfahren konnten nun auch für Zeiträume ohne Schmelzung alle Terme der Energiebilanz an allen Gitterpunkten berechnet werden, so daß für die ganze Ablationsperiode die räumliche und zeitliche Variation der Schmelzwasserproduktion bestimmt werden konnte.

#### 3.2.4. Ergebnisse des Energiebilanzmodells mit Daten der Jahre 1978-1985

Die hohe zeitliche Auflösung der Meßdaten ermöglicht einen ausgezeichneten Vergleich der berechneten Schmelzwasserproduktion mit dem kontinuierlich registrierten Abfluß; ihre hohe räumliche Auflösung ist dagegen für diese Anwendung von nicht so großer Bedeutung. Daher wurde eine Flächenmittelung der für alle Gitterpunkte vorliegenden Terme der Energiebilanzgleichung vorgenommen und als Zeitintervall das durch die Datenauswertung an der Pegelstation Vernagtbach vorgegebene Intervall von 30 min beibehalten. Zur räumlichen Mittelung können entweder Flächen zwischen ausgewählten Höhenlinien oder Gebiete mit gleicher Albedo sowie ähnlichen Speicher- und Abflußcharakteristiken herangezogen werden. Im Laufe der Untersuchungen wurden Flächenmittel nach beiden Alternativen berechnet: in den ersten Jahren wurde in Anlehnung an die Vorgehensweise bei der Bestimmung des Massenhaushaltes die Mittelung über die Höhenintervalle 2800-2900 m, 2900-2950 m, 2950-3000 m, 3000-3050 m, 3050-3100 m, 3100-3150 m, 3150-3200 m, 3200-3400 m, 3400-3628 m vorgenommen; diese Aufteilung hatte den Vorteil, daß die Höhengra-



dienten der Energiebilanzterme zum Ausdruck kamen. Dieser Vorteil wurde allerdings durch den Nachteil kompensiert, daß in den verschiedenen Höhenintervallen Gebiete mit unterschiedlichen hydrologischen Eigenschaften, z.B. durch Ausaperung, auftreten, die für die Eingabe in das Abflußmodell wieder getrennt werden mußten. In der Folge wurden daher nur noch drei Teilgebiete unterschieden (s. Abschn. 3.5.3.2), nämlich das Gebiet mit Eis an der Gletscheroberfläche, das eisnahe Firngebiet und das höhergelegene Firn- und Altschneegebiet. Das Eisgebiet ergab sich aus der Analyse der täglichen Photographien; das eisnahe Firngebiet wurde dem Flächenanteil zugeordnet, der zwischen dem oberen Rand des Eisgebietes und einer Höhenlinie lag, die sich etwa 50 m oberhalb der mittleren Lage der Gleichgewichtslinie des Vorjahres befand. In manchen Jahren, z.B. 1982, führte dies zu Schwierigkeiten, da bereits Anfang August das gesamte Gebiet unter der Gleichgewichtslinie von 1981 schneefrei, d.h. dem Eisgebiet zuzurechnen war. In diesen Jahren wurde die Obergrenze des eisnahen Firngebietes, also die Grenze zum Firn- und Altschneegebiet, sukzessive in höhere Bereiche des Vernagtferners verlagert. So gehörten z.B. am Ende des Jahres 1982 etwa 40 % des Gletschers zum Eisgebiet, 20 % zum eisnahen Firngebiet und die restlichen 40 % zum Firn- und Altschneegebiet. Dies war im übrigen die maximale Ausdehnung des Eisgebietes zwischen 1978 und 1985.

In Tab. 3.10 sind entsprechende Daten der Eisoberfläche für den Zeitraum 1978-1985 zusammengestellt. Danach variiert das Datum, an dem zum erstenmal Eis auf der Gletscheroberfläche zu erkennen ist, ziemlich stark, nämlich vom 26.5. im Jahr 1982 bis zum 14.7. im Jahr 1978. Dieser Zeitpunkt hängt natürlich nicht nur vom Witterungsverlauf im Frühjahr und Frühsommer ab, sondern auch von der Niederschlagsmenge im vorangegangenen Winter. Ebenso ist die maximale Größe des Ausaperungsgebietes (3. Zeile) nicht nur vom Verlauf des Wetters im jeweiligen Sommer und Herbst abhängig, sondern

	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985
1.	14.7.	1.6.	12.6.	2.6.	26.5.	10.6.	1.6.	29.5.
2.	28.9.	21.9.	9.10.	26.9.	1.10.	6.10.	22.9.	12.10.
3.	1,346	2,819	1,760	2,747	4,384	4,636	2,468	3,331
4.	1	4	2	4	11	12	3	8
5.	13	17	16	11	7	12	20	24

Tab. 3.10: Daten der Ausaperungsverhältnisse am Vernagtferner

1. Datum, an dem zum erstenmal aperes Eis auf der Gletscheroberfläche zu erkennen ist.
2. Ende der Ablationsperiode (endgültiges Einschneiden des Gletschers)
3. Maximale Ausaperungsfläche in km<sup>2</sup>
4. Mittlere Eisfläche für die Monate Mai-Oktober in Prozent der Gesamtgletscherfläche (1978-1980: 9,367 km<sup>2</sup>, 1981-1985: 9,653 km<sup>2</sup>)
5. Anzahl der Tage mit Neuschnee innerhalb der Aperperiode, d.h. innerhalb des in Zeile 1 und 2 angegebenen Zeitraums

auch vom maximalen Ausaperungsstand im vorangegangenen Sommer. Die starke Variation zwischen 1,35 km<sup>2</sup> im Jahr 1978 und 4,64 km<sup>2</sup> im Jahr 1983 zeigt deutlich den in Abschn. 3.2.1.2 geschilderten unterschiedlichen Witterungsverlauf in den einzelnen Jahren. Das tatsächliche Ende der Ablationsperiode änderte sich von Jahr zu Jahr um einige Tage und variierte im Extremfall zwischen dem 21.9. im Jahr 1979 bis zum 12.10. im Jahr 1985. Während dieser acht Jahre betrug der Anteil der aperen Eisfläche an der Gesamtfläche des Vernagtferners, gemittelt über die Monate Mai-Oktober (Tab. 3.10, 4. Zeile), nur 1-12 %.

Diese Verteilung von schneefreiem und schneebedecktem Gebiet bewirkt eine räumlich verschiedene Schmelzwasserproduktion, da die Albedo den quantitativ bedeutendsten Term der Energiebilanz, die kurzweilige Strahlungsbilanz SBK weitgehend beeinflusst (s. Abschn. 3.2.3). Tab. 3.11 zeigt, daß am Tag

	SBK	SBL	L	V	S	
	[W/m <sup>2</sup> ]	[W/m <sup>2</sup> ]	[W/m <sup>2</sup> ]	[W/m <sup>2</sup> ]	[W/m <sup>2</sup> ]	[mm w.e.]
Eisgebiet	207	- 21	+ 76	- 6	= 256	66
eisnahes Firnggebiet	133	- 21	+ 71	- 11	= 172	45
Firn- und Alt- Schneegebiet	135	- 21	+ 58	- 22	= 150	39
Gesamtgebiet	144	- 21	+ 65	- 16	= 172	44

Tab. 3.11: Tagesmittelwerte der kurzwelligen (SBK) und langwelligen (SBL) Strahlungsbilanz, sowie der Ströme fühlbarer (L) und latenter (V) Wärme und der Schmelzwasserhöhe S für das Eisgebiet, das eisnahe Firnggebiet, das Firn- und Altschneegebiet und das Gesamtgebiet des Vernagtferners, am 15.07.1982

mit der höchsten Schmelzwasserproduktion des Jahres 1982, dem 15.7., die SBK im Gesamtgebiet fast mit der SBK im eisnahen Firnggebiet und im Firn- und Altschneegebiet übereinstimmt. Die niedrigere Albedo und damit höhere SBK des Eisgebietes wirkt sich dagegen infolge der geringen Fläche dieses Teilbereiches (1,21 km<sup>2</sup>) kaum aus. Erst am Ende der Ablationsperiode, wenn das Eisgebiet einen höheren Anteil am Gesamtgebiet ausmacht (z.B. 1983 48 %) liegt der SBK-Wert für das Gesamtgebiet näher bei dem des Eisgebietes. So beträgt die SBK z.B. am 5.10.1983 für das Eisgebiet 138 W/m<sup>2</sup>, für das eisnahe Firnggebiet 87 W/m<sup>2</sup> und für das Firn- und Altschneegebiet 104 W/m<sup>2</sup>, woraus eine Gesamtbilanz von 118 W/m<sup>2</sup> für den Vernagtferner errechnet wurde. Der höhere Wert der Bilanz über dem Firn- und Altschnee gegenüber dem eisnahen Firnggebiet ist darauf zurückzuführen, daß im Laufe des Herbstes die Teile des Gletschers, die nach

der gewählten Gliederung des Gletschers dem Firn- und Altschneegebiet zuzuordnen sind, aufgrund ihrer Exposition einen höheren Strahlungsgenuß aufweisen als die im eisnahen Firngebiet gelegenen, stärker abgeschatteten Teile des Gletschers. Tab. 3.11 zeigt weiter, daß am 15.7.1982 neben den SBK-Werten auch die Ströme fühlbarer (L) und latenter (V) Wärme in den verschiedenen Teilgebieten relativ stark variierten, was auf die mit der Höhe abnehmende Lufttemperatur und die damit verbundene Feuchteabnahme zurückzuführen ist. Dagegen war die langwellige Strahlungsbilanz SBL im ganzen Gletscherbereich konstant, weil die Oberflächentemperatur während des ganzen Tages 0 °C betrug und die Gegenstrahlung für das Untersuchungsgebiet einheitlich angenommen wurde. Berechnet man für den Strom fühlbarer Wärme L einerseits und für die um die Verdunstungsverluste V verringerte Strahlungsbilanz andererseits den Anteil an der Schmelzwasserproduktion im jeweiligen Teilgebiet, so ergibt sich für das Eisgebiet ein Verhältnis von 0,3:0,7 für L:(SB-V), dies bedeutet, daß 30 % der Schmelzung auf den Strom fühlbarer Wärme zurückzuführen sind. In den anderen Teilgebieten ist zwar die Lufttemperatur niedriger, die Albedo jedoch höher, so daß L etwa 40 % der gesamten Schmelzung bewirkt. Im Mittel beträgt dieser Wert für den ganzen Gletscher 38 %, womit auch hier der dominierende Einfluß des Firn- und Altschneegebietes auf die Gesamtbilanz des Gletschers ersichtlich wird. Die Gesamtbilanz betrug an diesem Tag im Mittel 172 W/m<sup>2</sup>, was einer Schmelzwasserhöhe von 44 mm w.e. entspricht.

In Tab. 3.12 sind die Gesamtbilanzen für alle drei Teilgebiete und den ganzen Gletscher für die Jahre 1978 und 1982, welche stark unterschiedliche Schmelzbedingungen aufwiesen, zusammengestellt. Im Jahr 1978 waren die Energieumsätze und damit die Abschmelzraten niedrig; 1982 war dagegen das Jahr mit den insgesamt höchsten Energieumsätzen und damit auch

	Eisgebiet		eisnahes Firngebiet		Firn- und Alt-Schneegebiet		Gesamtgebiet	
	[W/m <sup>2</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[W/m <sup>2</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[W/m <sup>2</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[W/m <sup>2</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]
1978								
Juni	0	0	12	0,078	4	0,088	6	0,166
Juli	73	0,003	46	0,291	12	0,253	20	0,547
August	178	0,148	80	0,443	55	1,181	63	1,77
September	92	0,149	11	0,957	2	0,040	9	0,246
1982								
Juni	109	0,017	16	0,158	4	0,084	9	0,259
Juli	173	0,589	106	1,114	70	1,044	95	2,75
August	118	0,928	61	0,457	58	0,866	78	2,25
September	101	0,926	33	0,298	28	0,301	53	1,52

Tab. 3.12: Monatsmittelwerte der Energiebilanz und der daraus resultierenden Schmelzwassermenge für die drei Teilgebiete und das Gesamtgebiet des Verngatferners in den Jahren 1978 und 1982

größten Abschmelzbeträgen aller Jahre von 1978-1985. (Der höchste Tagesmittelwert der Schmelzwasserproduktion trat allerdings im Jahr 1983 während der bereits erwähnten starken Hitzewelle im Juli auf.) Vergleicht man die Jahressgänge in Tab. 3.12, so stellt sich der Gletscher im Juni 1978 noch völlig schneebedeckt dar (Energiebilanz und Schmelzwasserproduktion im Eisgebiet = 0) während im Juni 1982 im Eisgebiet bereits Schmelzung auftrat. Trotzdem ist der Unterschied in diesem Monat für die beiden Jahre nicht so groß, da im Firn- und Altschneegebiet etwa die gleichen Energieumsätze auftraten. Im Juli unterscheiden sich dagegen die Schmelzbeträge in den beiden Jahren nahezu um den Faktor 5 (0,547 m<sup>3</sup>/s gegen 2,75 m<sup>3</sup>/s), was in erster Linie auf die Abschmelzbeträge in den sehr unterschiedlich großen Eisgebieten zurückzuführen ist. Dies zeigt sich noch deutlicher im August, in dem 1978 die Energiebilanz im Eisgebiet um 60 W/m<sup>2</sup> größer ist als 1982, die Schmelzwasserproduktion aber

trotzdem nur  $0,148 \text{ m}^3/\text{s}$  gegenüber  $0,928 \text{ m}^3/\text{s}$  beträgt. Auffällig ist in diesem Monat auch der unterschiedliche Beitrag der drei Teilgebiete zur Gesamtschmelzung: Während 1978 67 % des Schmelzwassers aus dem Firn- und Altschneegebiet stammen und nur 8 % aus dem Eisgebiet, liegt 1982 der Anteil des Firn- und Altschneegebiets nur bei 38 %, der des Eisgebietes dagegen bei 41 %. Noch stärker wirkt sich die hohe Abschmelzung von Eis im September aus; in diesem Monat stammen in beiden Jahren 61 % der Gesamtschmelzung aus den jeweiligen Eisgebieten, wenngleich sich die Beträge in beiden Jahren erheblich unterscheiden. Als Summe der Schmelzwasserproduktion ergeben sich für 1978 etwa  $7,28 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  und für 1982  $18,03 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Damit wurde 1982 2,5mal mehr Schnee und Eis geschmolzen als 1978.

Zwischen diesen beiden Extremwerten liegen die Abschmelzbeiträge der übrigen Jahre, wobei in den Jahren 1980, 1981 und 1983 mittelhohe Abschmelzraten und 1979, 1985 sowie vor allem 1984 relativ niedrige Schmelzbeiträge berechnet wurden. In der Tab. 1.42 im Anhang sind die entsprechenden Angaben - analog zu Tab. 3.12 - für die übrigen Jahre zusammengestellt. Abb. 3.11 zeigt dazu die Monatsmittelwerte für den Gesamtgletscher und das Eisgebiet. Auch hier wird der starke Einfluß des eisnahen Firngebietes und des Firn- und Altschneegebietes auf die Schmelzwasserproduktion deutlich, da nur in 6 von 33 Monaten der Schmelzanteil des Eisgebietes mehr als die Hälfte der Gesamtproduktion ausmacht (9/78, 9/82, 8/83, 9/83, 9/85, 10/85). Die höchste Schmelzwasserproduktion tritt in 5 Jahren im August auf, nur 1982, 1983 und 1985 im Juli. 1984 und 1985 beginnt der Abschmelzvorgang erst im Juli, dagegen erstreckt er sich 1985 bis in den Oktober. Eine Diskussion ausgewählter Ergebnisse findet sich u.a. bei BAKER et al. (1982) für die Ablationsperiode 1979, bei ESCHER-VETTER (1980b) für einen vierwöchigen Zeitraum des Jahres 1978. Bei ESCHER-VETTER (1982) werden Energiegebi-

lanz und Schmelzwasserproduktion anhand eines Tagesgangs und des Verlaufs während eines Monats in unterschiedlichen Teilgebieten des Vernagtferners diskutiert, ESCHER-VETTER (1985a) enthält die Daten für die ganze Ablationsperiode 1982. Für die Jahre 1978-1982 werden bei ESCHER-VETTER (1985b) der von Jahr zu Jahr unterschiedliche Verlauf von Globalstrahlung, Lufttemperatur, Niederschlag und Albedo während der Ablationsperiode, die daraus resultierenden Energiebilanzkomponenten und die Gesamtbilanz erörtert.

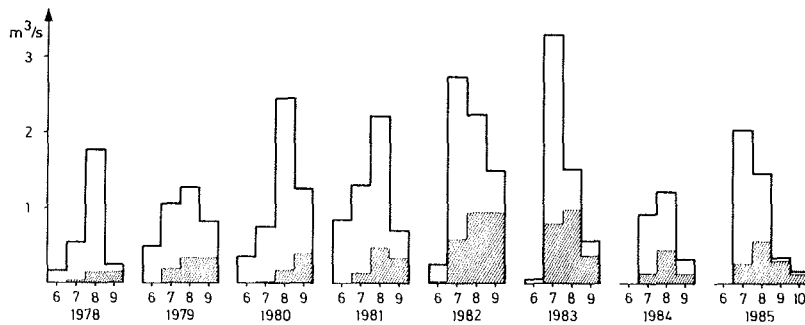


Abb. 3.13: Monatsmittelwerte der Schmelzwasserproduktion für die ganze Gletscherfläche und das Eisgebiet (schraffiert) in den Jahren 1978-1985

### 3.3 Einzeluntersuchungen zur Glazialmeteorologie

#### 3.3.1 Albedountersuchungen mit Hilfe von Schwarzweiß- Photographien

Wie in Abschn. 3.1.1.1 bereits erwähnt, wird der Gletscher seit 1978 während der Ablationsperiode einmal pro Tag vom Schwarzkögele aus fotografiert (Abb. 3.9), um die Verteilung der Eis-, Firn- bzw. Altschnee- und Neuschneegebiete ermitteln zu können; mit Hilfe dieser Verteilung wird die Albedo im Untersuchungsgebiet bestimmt. Dabei trat die Frage auf, ob die Schwärzung des Photos unmittelbar als Maß für die Albedo genommen werden kann. Um dies festzustellen, wurden verschiedene Einflüsse auf die Schwärzung eines handelsüblichen Schwarzweiß-Films (Agfapan 25) untersucht und mit direkten Messungen der Albedo, d.h. der Global- und Reflexstrahlung, an mehreren Stellen mit Eis und Altschnee an der Gletscheroberfläche verglichen (KIESLE 1982).

Bei Kamera und Filmmaterial wurden folgende Parameter überprüft bzw. gemessen: Die Abweichung der tatsächlichen Belichtungszeit von der angegebenen - sie ist von Kamera zu Kamera verschieden, die Ungenauigkeit steigt in Abhängigkeit von der Temperatur mit kürzer werdender Belichtungszeit-, die Ausleuchtung des Bildes durch das Objektiv - je größer Brennweite und Blende, desto gleichmäßiger die Ausleuchtung - und die Homogenität des Filmmaterials. Bei letzterer zeigte sich, daß diese nicht nur von Film zu Film, sondern auch von Bild zu Bild erheblich schwankt, so daß gleichhelle Oberflächen recht unterschiedliche Schwärzungen des Negativs verursachen. Dagegen können Störungen durch den Entwicklungsvorgang klein gehalten werden, wenn unter kontrollierten Temperatur- und Entwicklerbedingungen gearbeitet wird.



Die aus Graukeilaufnahmen unter variierenden Einstrahlungs- und Belichtungsverhältnissen aufgenommene filmspezifische Schwärzungskurve bietet dennoch die Möglichkeit, Albedowerte aus den Photographien zu bestimmen. Allerdings benötigt man dazu Kontrollmessungen, im Idealfall eine pro Bild, auf der Gletscheroberfläche, um einen Wert der im Mittelteil linearen Schwärzungskurve festzulegen. Deshalb wurden im August und September 1980 verschiedene Meßreihen der Albedo mit zwei Eppley-Pyranometern am Vernagtferner aufgenommen (Tab. 3.13).

Untergrund	Albedo	Mittelungszeitraum [MEZ]
Dunkles, aperes Eis	0,24	10:50 - 11:30
poröses, lufthalt. Eis	0,39	14:30 - 15.00
Grenze Eis/Altschnee	0,40	12:20 - 12:50
Altschnee	0,61	13:20 - 13:50
Altschnee	0,63	15:45 - 16:00

Tab. 3.13: Albedowerte über verschiedenem Untergrund am 16.9.1980 am Vernagtferner

Mit diesen Kalibrierungswerten konnten nun auch für andere Punkte des Negativs Albedowerte bestimmt werden bzw. es konnte aus mehreren Photographien auf den zeitlichen Verlauf der Albedo geschlossen werden. Abb. 3.14 zeigt den Tagesverlauf der Albedo von Eis am 16.9.1980. Damit erhält man zumindest Anhaltswerte für diesen wichtigen Parameter der kurzweiligen Strahlungsbilanz.

Für die Routineauswertungen wurde dieses Verfahren i.allg. nicht angewandt, da es einen merklich höheren Aufwand bei der Entwicklung der Negative bedeutet. Außerdem fehlt die lagemäßige Orientierung, die erst durch das Aufkopieren des Gitternetzes bei der Vergrößerung der Negative erfolgt (s. Abschn. 3.2.2).

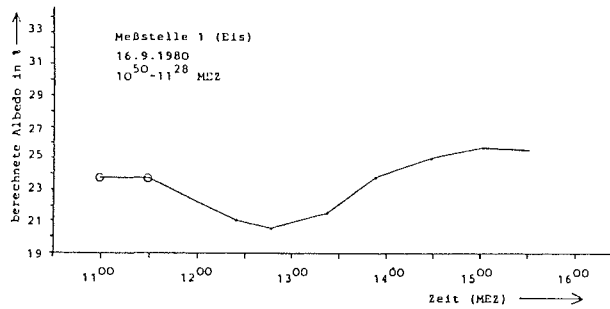


Abb. 3.14: Albedoverlauf von Eis am 16.09.1980; gemessene Albedowerte sind durch Kreise gekennzeichnet, die übrigen Werte wurden anhand der Photographien berechnet.

### 3.3.2 Messungen zur Erfassung der Schmelzwasserbildung und des Abflusses auf der Eisoberfläche mittels eines Testfeldes

#### 3.3.2.1 Aufbau und Einrichtung des Testfeldes

Zur verzögerungsfreien Messung des Abflusses von der Gletscheroberfläche wurde am 8.8.1981 im aperen Gletscherbereich unterhalb des Schwarzkögeles auf einem leicht nach Südosten geneigten Hang in 2940 m ü.NN (Abb. 1.2) ein Einzugsgebiet (ca. 212 m<sup>2</sup>) mit einem 1 m breiten Band aus wasserfestem weißem Syntosilpapier abgegrenzt (Abb. 3.15). Da unter dem weißen Papier die Schmelzung erheblich vermindert war, bildete sich ein kleiner Eiswall, der täglich um ca. 30 mm wuchs. Durch ständige Wartung wurde gewährleistet, daß dieser Eiswall dicht blieb. An der tiefsten Stelle des Feldes wurde das Schmelzwasser gesammelt und über ein Meßwehr abgeleitet; die abfließende Wassermenge wurde zusätzlich mit einer Wasseruhr kontrolliert (Abb. 3.16). Die Abflußmeßstelle war vom 16.8.-20.8.1981 in Betrieb, anschließend mußte sie

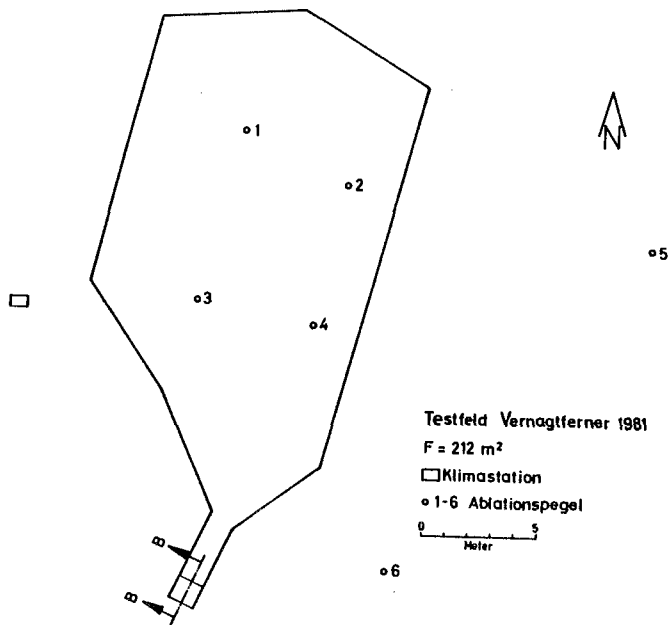


Abb. 3.15: Testfeld Vernagtferner 1981: Lageplan (1-6: Ablationspegel), Schnitt B-B siehe Abb. 3.16

wegen eines Schlechtwettereinbruchs aufgegeben werden. Die meteorologischen Größen Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, Global- und Reflexstrahlung wurden neben dem Testfeld vom 15.8.- 10.9.1981 registriert. Im Testfeld selbst befanden sich vier, außerhalb zwei weitere hölzerne Ablationspegel, die morgens und abends abgelesen wurden.

Mit dieser Einrichtung war es möglich, den Abfluß und die zur Aufstellung der Energiebilanz nötigen meteorologischen Parameter direkt auf dem aperen Eis zu messen und so die mit den Pegeln gemessene Ablation mit den hydrologischen und meteorologischen Ergebnissen zu vergleichen. Ähnliche Experi-

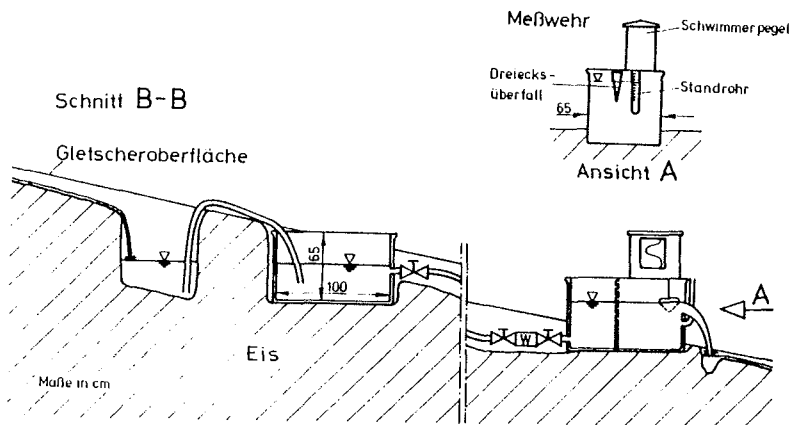


Abb. 3.16: Testfeld Vernagtferner 1981: Meßanordnung zur Abflußmessung. Längsschnitt B-B (s. Abb. 3.15). Das Schmelzwasser sammelt sich in einer ins Eis geschlagenen Vertiefung, aus der es über Heberschläuche in eine erste Plastikwanne fließt, die über einen Schlauch mit einer zweiten, als Meßwehr ausgebauten Wanne, verbunden ist W = Wasseruhr

mente wurden auch bereits an anderer Stelle (WENDLER & ISHIKAWA, 1973), insbesondere am Großen Aletschgletscher 1964 (z.B. LANG & SCHÄDLER, 1980) durchgeführt.

### 3.3.2.2 Ergebnisse der meteorologischen Messungen

Die Bestimmung der Strahlungsbilanz (SB) (Gl. 3.1, s. Abschn. 3.2) bereitet bei diesem kleinräumigen Einzugsgebiet geringe Schwierigkeiten, da die Albedo für das Testfeld als einheitlich angenommen werden kann.

Für die Energiebilanz stellt der Strom fühlbarer Wärme (L) den zweitwichtigsten Term dar, welcher der Temperaturdifferenz zwischen Luft und der Oberfläche proportional ist. Im folgenden wird zunächst die Auswertung der Temperaturregistrierung diskutiert.

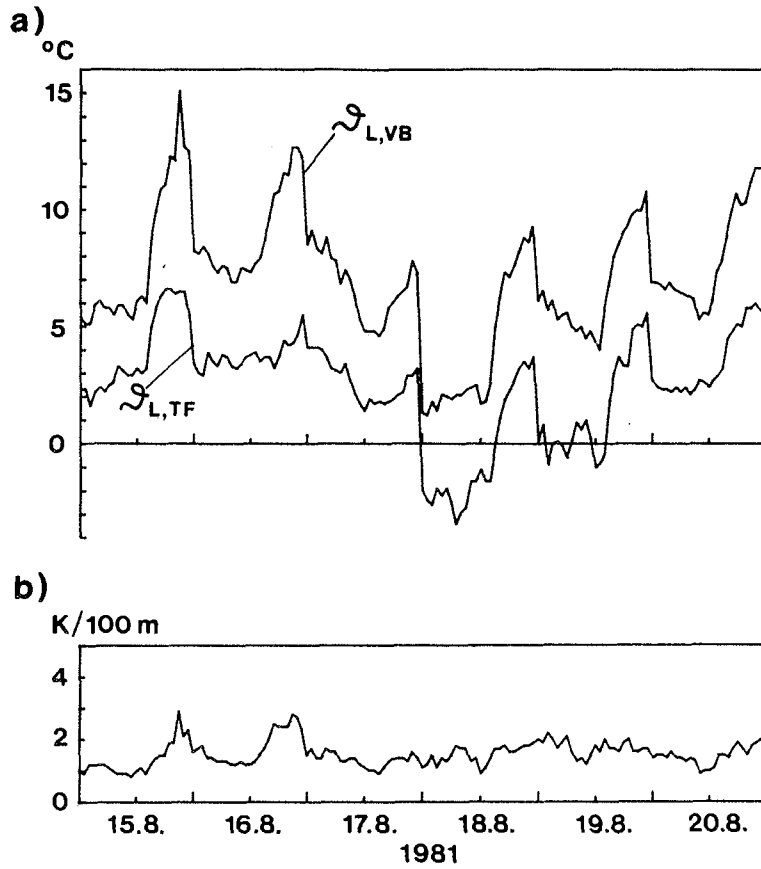


Abb. 3.17: Testfeld Vernagtferner 1981:  
a) Auf dem Testfeld ( $\vartheta_{L,TF}$ ) und an der Pegelstation Vernagtbach ( $\vartheta_{L,VB}$ ) gemessene Lufttemperatur  
b) Temperaturgradient zwischen der Pegelstation Vernagtbach (2640 m ü.NN) und dem Testfeld (2940 m ü.NN).

In Abb. 3.17 sind die gemessenen Lufttemperaturwerte an der Pegelstation Vernagtbach und am Testfeld für den Zeitraum vom 15.8.-20.8.1981 aufgetragen. An wolkenlosen oder nur leicht bewölkten ( $N < 2/8$ ) Schönwettertagen, z.B. am 15. und 16.8.1981, war die über dem Testfeld in 2 m Höhe gemessene

Lufttemperatur tagsüber wesentlich niedriger als die Lufttemperatur, die sich aus dem Höhengradienten von  $-1 \text{ K}/100 \text{ m}$  und der Lufttemperatur an der Pegelstation Vernagtbach ergibt (s. Abschn. 3.2.1.2). Während der Nacht sind dagegen die am Testfeld gemessenen Lufttemperaturen und die mit dem gleichen Höhengradienten berechneten Temperaturwerte etwa gleich. Abb. 3.17 zeigt den Verlauf der beobachteten Temperaturgradienten. Man erkennt einen deutlichen Tagesgang am 15., 16.8. und vom 18.-20.8.1981, mit einem Maximum am frühen Nachmittag von durchschnittlich  $-3 \text{ K}/100 \text{ m}$ , und einem Minimum während der Nacht von ca.  $-1 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Der Grund liegt in der unterschiedlichen Nutzung des Energieangebots über der Gletscheroberfläche und im Bereich des Gletschervorfeldes. Tagsüber wird auf dem Gletscher das Energieangebot in Schmelzenergie umgesetzt, während das schneefreie, erwärmte Gletschervorfeld die unmittelbar anliegende Luft aufheizt. Während der Nacht trifft dies nicht zu, da die kurzwellige Einstrahlung fehlt. Dieses Ergebnis stimmt mit Beobachtungen von LANG (1979) am Großen Aletschgletscher überein. Ist der Witterungsverlauf von advektiven Einflüssen geprägt (z.B. am 17.8.1981, Abb. 1.17) dann läßt sich die Lufttemperatur auch am Tage mit dem Höhengradienten aus den an der Pegelstation gemessenen Daten errechnen.

### 3.3.2.3 Berechnung der Ablation aus der Energiebilanz der Gletscheroberfläche

Während die Energiebilanz für eine schmelzende Oberfläche relativ leicht aufzustellen ist, erfordert die Berechnung bei gefrorener Oberfläche infolge des Absinkens der Oberflächentemperatur unter  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  einige zusätzliche Annahmen (s. Abschn. 3.2.3).

Nach Messungen von AMBACH (1955) macht sich während der Sommermonate in der Nacht und während Schlechtwetterperioden

ein Auskühlen der oberflächennahen Schichten bis ca. 0,2 m Tiefe bemerkbar. Weiterhin gibt AMBACH (1955) an, daß sich in 1 cm<sup>3</sup> Gletschereis nach einem Tag mit starker Ablation etwa 0,026 g Wasser befinden. Bei der gegebenen Testfeldfläche von ca. 212 m<sup>2</sup> errechnet sich damit ein Wasseranteil von 1,10 m<sup>3</sup>. Gefriert diese Wassermenge, so werden 102 kWh an Gefrierwärme freigesetzt. Verteilt auf eine 12-stündige Nacht und auf die Testfeldfläche ergibt dies einen Wärmestrom von 40 Wm<sup>-2</sup>h<sup>-1</sup>, der durch Wärmeleitung zur Oberfläche transportiert wird. Dabei wandert die 0-°C-Isotherme solange tiefer, bis der Abkühlungsprozeß durch beginnende Erwärmung von der Oberfläche her gestoppt wird. Die am Morgen überwiegend durch kurzweilige Einstrahlung zugeführte Energie wird zuerst zur Erwärmung dieser Schicht verbraucht; erst danach setzt Schmelzung ein.

Abb. 3.18 zeigt, daß diese Vorgehensweise den Tagesgang der Ablation gut wiedergibt. So stimmt z.B. der berechnete Ablationsbeginn gut mit dem steilen Anstieg der Abflußganglinie überein, d.h. daß ein merklicher Abfluß erst 4 h nach Sonnenaufgang einsetzt. Der berechnete Tagesgang der Ablation wird naturgemäß vom Gang der Globalstrahlung (punktierte Kurve) gesteuert. In den Nachmittagsstunden, etwa ab 16 Uhr MEZ, macht sich der Einfluß des Stroms fühlbarer Wärme L auf die Ablation stärker bemerkbar, da die während des Tages erwärmte Luft am Nachmittag einen größeren Strom fühlbarer Wärme aufrechterhält, als dies am Vormittag bei niedrigeren Lufttemperaturwerten der Fall sein kann. Von Beginn der Ablation bis gegen 16 Uhr MEZ beträgt der prozentuale Anteil von L an der Schmelzwasserspense im Mittel 6 %, während dieser Anteil von 16-18 Uhr MEZ auf 23 % ansteigt.

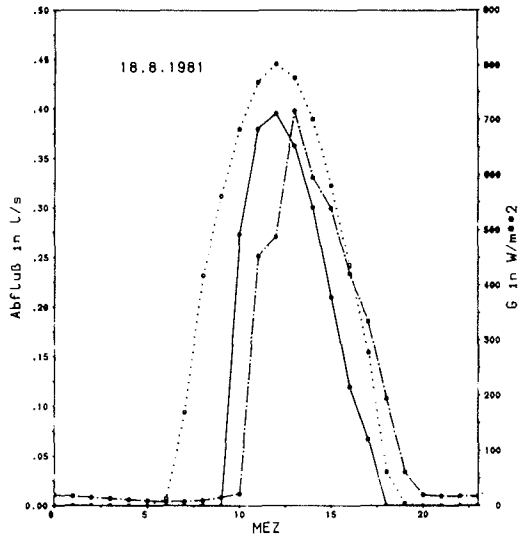


Abb. 3.18: Testfeld Vernagtferner 1981: Tagesgang des gemessenen (strichpunktierte Kurve) und des berechneten Abflusses (durchgezogene Kurve). Ergänzend ist der Tagesgang der Globalstrahlung (punktiert) angegeben.

Die Tagessummen der Ablation, die aus der Energiebilanz berechnet wurden, sind in Tab. 3.14 im Vergleich mit den Meßwerten an den Ablationspegeln und mit der Abflußmessung aufgeführt. Die Übereinstimmung der Ergebnisse dieser drei Methoden kann als befriedigend angesehen werden. Die Summen der Ablation während der fünftägigen Meßperiode betragen 225, 239 und 238 mm, was einer maximalen Abweichung von nur 6 % entspricht. Die Tageswerte selbst variieren zwar etwas stärker, wobei jedoch keine der drei Methoden systematisch höhere oder tiefere Werte erbrachte.



#### 3.3.2.4 Ergebnisse der Abflußmessung

Die Abflußganglinien des Testfeldes und der Pegelstation Vernagtbach sind in Abb. 3.19, die Ergebnisse der Ablationsmessung in Tab. 3.14 dargestellt. Die Abflußkurve des Testfeldes zeigt täglich gegen 10 Uhr MEZ einen kräftigen Anstieg und ein Maximum gegen 13 Uhr MEZ (s. a. Abb. 3.18). In den Nachtstunden kommt dagegen der Abfluß nahezu zum Erliegen, weil die Eisoberfläche kein großes Rückhaltevermögen für das Schmelzwasser besitzt. Im Vergleich zum Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach erfolgt der Anstieg des Eisschmelzwasserabflusses auf dem Gletscher und dessen Maximum um etwa 0,5-1 h früher. Im Beobachtungszeitraum von 5 Tagen ergab sich als maximale Abflußspende (Tagesmittel)  $708 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  entsprechend einer Abflußhöhe von 61 mm, als Mittel  $465 \pm 153 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ , entsprechend  $40 \pm 13 \text{ mm}$ . Der gemessene Abfluß stimmt mit den an den sechs Ablationspegeln abgelesenen Ablationswerten befriedigend überein.

Im Hinblick auf die Abflußmodellierung (s. Abschn. 3.5.3) wurde der Abfluß aus dem Testfeld und der Eisschmelzwasserabfluß an der Pegelstation Vernagtbach für die späten Nachmittags- und Abendstunden, d.h. für die Zeit nach weitgehendem Aussetzen der Ablation, als Exponentialfunktion der Form  $Q(t) = Q(0)\exp(-t/k)$  dargestellt und die Zeitkonstanten  $k$  miteinander verglichen (Tab. 3.15). Das Eisschmelzwasser an der Pegelstation Vernagtbach wurde auf Grund der Erfahrung, daß die Tagesamplituden überwiegend durch das abfließende Eisschmelzwasser bestimmt werden (OERTER 1981a), berechnet. Es zeigt sich, daß der Eisschmelzwasseranteil im Gesamtabfluß insgesamt besser der Exponentialfunktion genügt als der Abfluß aus dem Testfeld. Diese schlechtere Anpassung des Testfeldabflusses kann durch die ungenauere Abflußmessung in

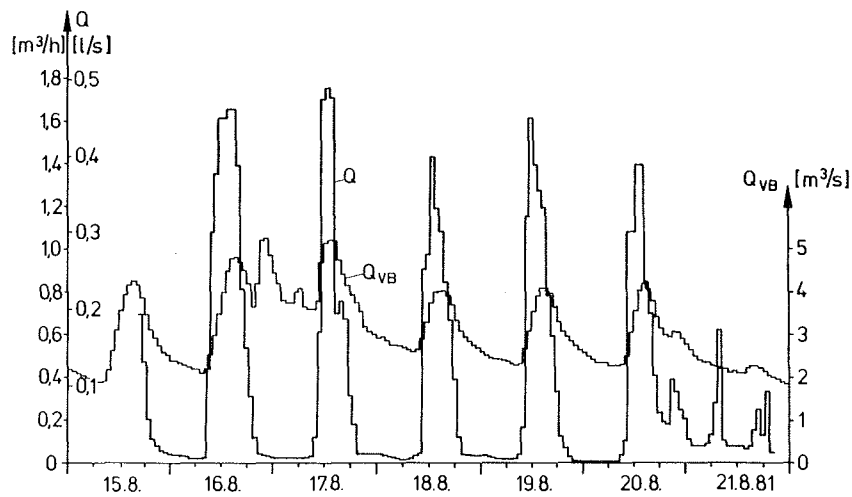


Abb. 3.19: Testfeld Vernagtferner 1981: Abfluß aus dem Testfeld  $Q_{TF}$  im Vergleich mit dem Gesamtabfluß  $Q_{VB}$  an der Pegelstation Vernagtbach in der Zeit 15.8.-21.8.1981

den Nachtstunden bedingt sein. Die Zeitkonstanten des Testfeldabflusses sind im Mittel um 1 h niedriger als im Gesamtabfluß und schwanken um einen mittleren Wert von etwa 3 h. Dieser Vergleich zeigt, daß die Abflußvorgänge an der Eisoberfläche mit einer Zeitkonstanten von 4 h für den Anteil an Eisschmelzwasser im Gesamtabfluß zu beschreiben sind.

1981	16.8.	17.8.	18.8.	19.8.	20.8.	16.-20.8.
Abfluß Testfeld						
$MQ_{TF}$ [l/s]	0,150	0,103	0,093	0,103	0,102	
$Mq_{TF}$ [ $ls^{-1}km^{-2}$ ]	708	488	440	488	483	
$A_{TF}$ [mm]	61	42	38	42	42	225
Aberechnet [mm]						
	68	46	36	40	49	239
Eisablation Testfeld [mm]						
	68	42	49	42	37	238
Abfluß Pegelstation Vernagtbach						
$MQ_{VB}$ [ $m^3/s$ ]	4,08	3,61	2,99	2,93	2,96	
$Mq_{VB}$ [ $ls^{-1}km^{-2}$ ]	357	316	261	256	259	
$A_{VB}$ [mm]	31	27	23	22	22	
Abfluß Eisschmelzwasser Pegelstation						
$MQ_{Eis}$ [ $m^3/s$ ]		1,06	0,951	0,56	0,66	0,68
$Mq_{Eis}$ [ $ls^{-1}km^{-2}$ ]	964	865	516	595	622	
$A_{Eis}$ [mm]	83	74	45	51	54	307

Tab. 3.14: Testfeld Vernagtferner 1981: Abfluß aus dem Testfeld, berechnete Ablation, die an den Holzpegeln abgelesene Ablation sowie Betrag des an der Pegelstation Vernagtbach in der Zeit vom 16.8.-20.8.1981 abfließenden Eisschmelzwassers. Der Abfluß an der Pegelstation ist für die Zeit zwischen den einzelnen Tagesminima (07:00 Uhr MEZ) berechnet. Die Abflußspenden und -höhen sind für den Testfeldabfluß mit der Testfeldfläche von 212 m<sup>2</sup> angegeben. Der Gesamtabfluß entspricht der Einzugsgebietsfläche der Pegelstation Vernagtbach von 11,44 km<sup>2</sup>, das Eisschmelzwasser der aperen Eisfläche auf dem Gletscher, die in einem Höhenintervall zwischen 2800 und 3025 m ü.NN, entsprechend 1,1 km<sup>2</sup>, angesetzt wurde.

Datum	Abfluß Testfeld			Abfluß Vernagtbach		
	Zeit [MEZ]	k [h]	r <sup>2</sup>	Zeit [MEZ]	k [h]	r <sup>2</sup>
15.8.81	16:30- 7:30	4,35	0,87	17:00-7:00	4,35	0,99
16.8.81	16:30- 1:30	2,04	0,91	17:00-7:00	3,45	0,94
17.8.81	16:30- 7:30	4,76	0,75	17:00-8:00	4,76	0,98
18.8.81	16:30- 7:30	4,76	0,72	17:00-8:00	4,34	0,98
19.8.81	16:30- 0:30	1,37	0,97	17:00-6:00	3,85	0,97
20.8.81	13:30-19:30	2,44	0,98	15:00-8:00	4,17	0,93
Mittelwert für k:		3,3 ±1,5			4,2 ±0,5	

Tab. 3.15: Testfeld Vernagtferner 1981: Zeitkonstanten k und Korrelationskoeffizienten r<sup>2</sup> für den Testfeldabfluß und den Abfluß des Eisschmelzwassers an der Pegelstation Vernagtbach aus der Anpassung des Abflusses an die Exponentialfunktion  $Q = Q(0)\exp(-t/k)$ .

### 3.3.3 Kondensation und Verdunstung

Ein wichtiger Teilaspekt der hydrologischen Bilanz ist die Frage, ob an der Gletscheroberfläche Verdunstung oder Kondensation auftritt, d.h. welches Vorzeichen der Strom latenter Wärme in der Energiebilanz hat. Um dieser Frage nachzugehen, wurde, nach einem ersten Vorversuch im Juli 1981, eine Meßkampagne vom 5.-19.7.1982 durchgeführt, bei der in der Nähe des Taschachjochs in einer Höhe von 3150 m ü.NN die für eine Energiebilanz notwendigen meteorologischen Parameter registriert wurden.

Die Ergebnisse sind in Abb. 3.20 als Halbstundenwerte der einzelnen Energiebilanzterme, nämlich der Strahlungsbilanz SB, des Stroms fühlbarer Wärme L, des Stroms latenter Wärme V, der Gefrier- bzw. Schmelzwärme S d.h. der resultierenden Ablation A im zeitlichen Ablauf dargestellt.

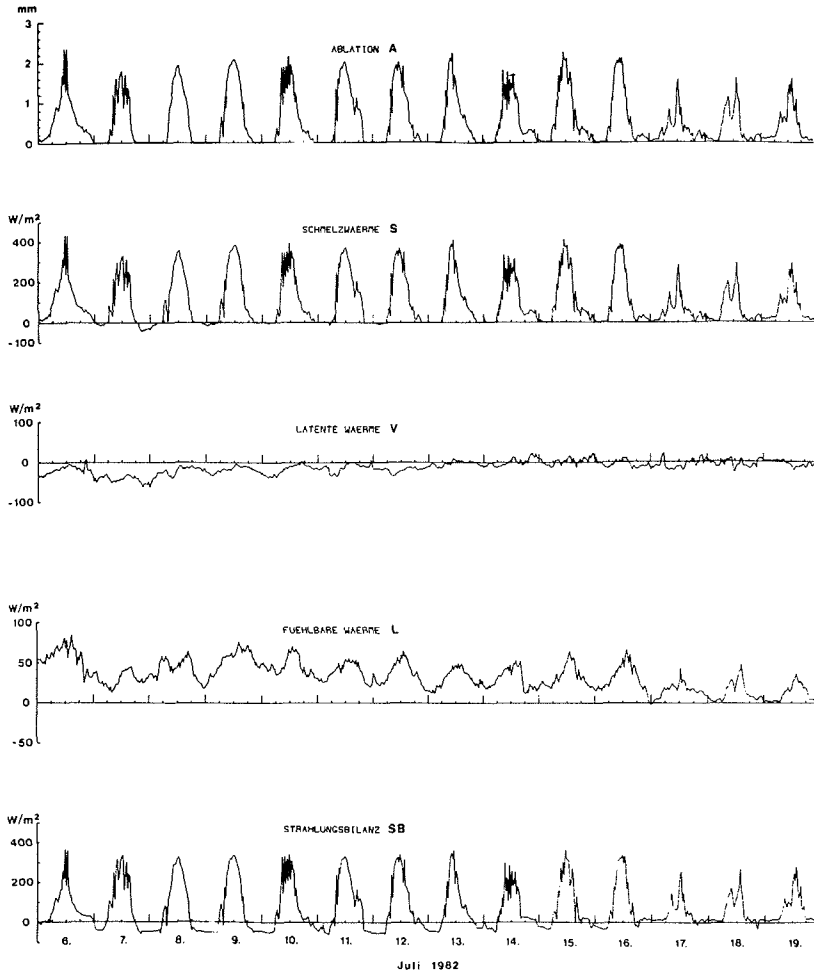


Abb. 3.20: Verlauf der Energiebilanzterme auf dem Versuchsfeld am Taschachjoch

Die Strahlungsbilanz SB erreicht im Halbstundenmittel Werte bis zu  $400 \text{ W/m}^2$ . In der Nacht ist sie meist negativ, nur bei bedecktem Himmel kann die Gegenstrahlung die langwellige Ausstrahlung der Oberfläche kompensieren. Dies war in den ersten Nachthälften vom 6.7./7.7., 10.7./11.7., 12.7./13.7. und 14.7./15.7., sowie für die Nächte ab dem 16.7. der Fall.

Die Auswertung der Global- und Reflexstrahlung erbrachte eine Bestätigung für die im Jahr 1980 gemachten Albedomessungen: für den an der Meßstelle liegenden Altschnee ergab sich ein Wert von 62 %, was mit den früher gemessenen 61 % bzw. 63 % und mit den in der Literatur angegebenen Werten von 63 % - 72 % (DIRMHIRN & TROJER 1955) gut übereinstimmt.

Der Strom fühlbarer Wärme L, dessen Vorzeichen vom Temperaturgefälle von der Oberfläche zur Luft bestimmt wird, ist während des Untersuchungszeitraums wegen der im Vergleich zur Oberfläche meist höheren Lufttemperatur positiv, d.h. zur Oberfläche gerichtet. Es werden im Halbstundenmittel bis zu  $80 \text{ W/m}^2$ , im Tagesmittel bis zu  $50 \text{ W/m}^2$  erreicht.

Ein anderes Verhalten zeigt dagegen der Strom latenter Wärme V. Während des Untersuchungszeitraums war er vom 13.7.-19.7. im Tagesmittel nahezu Null. An den übrigen Tagen war das Vorzeichen negativ, d.h. es herrschte, bezogen auf das Tagesmittel, Verdunstung.

Betrachtet man die Halbstundenwerte, so ist meist tagsüber eine Tendenz zu kleinen Absolutbeträgen zu erkennen ( $5-10 \text{ W/m}^2$ ). Nur am 7.7. tritt dieser Tagesgang nicht auf; hier ist daher während des ganzen Tages mit Verdunstung zu rechnen. Eine klare Angabe, ob Verdunstung oder Kondensation an der Oberfläche eintritt, läßt sich daher mit Ausnahme des 7.7. nur schwer treffen, da die Schwankungsbreite von V in der Größenordnung der kleinen Absolutwerte von V liegt.

Jedenfalls gilt, daß die Zeiten an denen der Oberfläche durch Verdunstung Energie entzogen wird, häufiger sind als diejenigen Zeitabschnitte, an denen die Oberfläche Energie durch Kondensation gewinnt. Die Verdunstungsbeträge erreichten dabei Werte von  $30 \text{ W/m}^2$ .

Die Schmelz- bzw. Gefrierwärme S zeigt einen der Strahlungsbilanz ähnlichen Tagesgang. Hier drückt sich erneut die herausragende Bedeutung der Strahlungsbilanz für die Ablation eines Alpengletschers aus (HOINKES 1955).

Für die Ablation A ergibt sich für die 14 Tage ein errechneter Betrag von 353 mm, wobei der 11.7 mit 33 mm, entsprechend einer Abflußspende von  $383 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  den größten und der 17.7. mit 15 mm ( $174 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) den kleinsten Beitrag lieferte. Dem Mittelwert von 25 mm ( $290 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) kamen die Werte vom 8.7., 10.7., 12.7., 13.7., 14.7. und vom 16.7. am nächsten.

Neben dieser meteorologischen Methode wurde versucht, das Vorzeichen des Stroms latenter Wärme auch durch Messungen der  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte zu bestimmen. Voraussetzung ist, daß die  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte des Wasserdampfes in der Luftmasse an der Schneeoberfläche und in größerer Höhe unterschiedlich sind. Tritt Verdunstung an der Schneeoberfläche auf, so ändern sich in den oberflächennahen Luftschichten die  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte des Wasserdampfs, wobei zusätzlich zu berücksichtigen ist, daß bei den Phasenübergängen Fraktionierungen der einzelnen Isotopenspezies des Wassermoleküls auftreten. So ist z.B. der Wasserdampf gegenüber der flüssigen und festen Phase des Wassers temperaturabhängig in seinem  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt abgereichert.

Für eine orientierende Messung dieser Effekte wurde vom 5.-9.7.1982 unweit der o.g. meteorologischen Station, an der die Energiebilanzwerte gemessen wurden, in stündlichem Abstand die obersten 2 cm der Schneedecke von der ungestörten Gletscheroberfläche entnommen. Weiterhin wurde die Luftfeuchte direkt über der Gletscheroberfläche und in 2 m Höhe durch Spezialkühlfallen in einem Gefrierschrank gesaugt und dort ausgefroren. Um genügend Probenmenge für die Isotopengehaltsbestimmungen zu erhalten, erfolgte die Probennahme über jeweils 12 Stunden. Trotzdem konnte auch über diese lange Zeit in manchen Fällen nicht genügend Wasser für die  $^{18}\text{O}$ -Messung (einige ml) erhalten werden, so daß durchgehende MeBreihen nur für die  $^2\text{H}$ -Gehalte möglich waren.

In Abb. 3.21a ist der zeitliche Verlauf der über 12 Stunden gemittelten  $^2\text{H}$ -Gehalte der Schneedecke und der  $^2\text{H}$ -Gehalte der Luftfeuchtesammelproben dargestellt. Man erkennt zunächst eine starke Änderung der  $^2\text{H}$ -Gehalte an der Schneedecke und in der oberflächennahen Luftfeuchte, welche durch eine drastische Wetteränderung, begleitet von Regen- und Hagelniederschlag am 6.7. eingetreten ist. Trotz dieser ungünstigen Versuchsbedingungen lassen sich Zeiten mit überwiegender Verdunstung an der Schneeoberfläche erkennen: Sind nämlich die  $^2\text{H}$ -Gehalte der oberflächennahen Luftfeuchte geringer als die der Luftfeuchte in 2 m Höhe, so ist dies wohl auf eine oberflächennahe Beimischung von Luftfeuchte, die aus der Schneeoberfläche verdunstet ist und damit an  $^2\text{H}$  abgereichert ist, zurückzuführen. Berechnet man den Isotopengehalt dieser Luftfeuchte aus dem Isotopengehalt des Oberflächenschnees mit Hilfe des temperaturabhängigen Fraktionierungsfaktors (s. z.B. MOSER & STICHLER 1980), so läßt sich aus den gemessenen Isotopengehalten der Luftfeuchte an der Oberfläche und in 2 m Höhe mit einer sehr vereinfachten Mischungsrechnung der Anteil der Luftfeuchte in der bodennahen Luft abschätzen, welcher aus der Schneeoberfläche



stammt (Abb. 3.21b). Die Meßergebnisse zeigen, daß im Beobachtungszeitraum vom 5.-9.7. mit Ausnahme von Perioden am 6. und 9.7. überwiegende Verdunstung stattgefunden hat, was qualitativ durch die meteorologischen Ergebnisse (Abb. 3.20) bestätigt wird. Die Abschätzung berücksichtigt allerdings in keiner Weise die sicher den Isotopengehalt wesentlich mit beeinflussenden Transportphänomenen in der Grenzschicht und in der Atmosphäre, welche hier nicht weiter untersucht werden konnten.

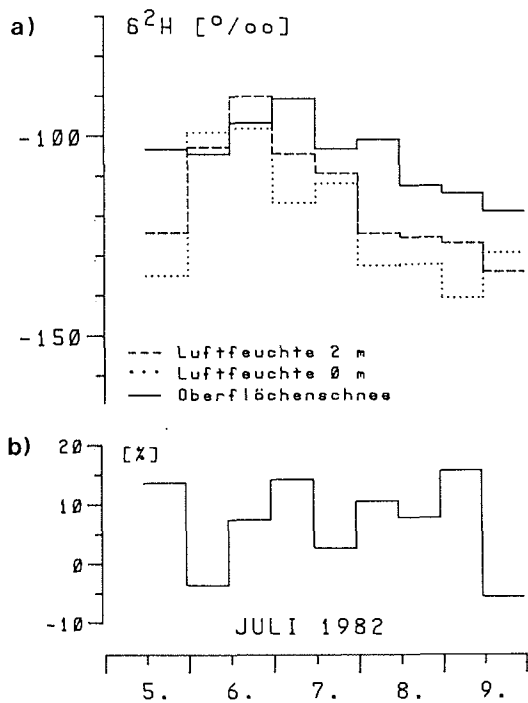


Abb. 3.21: a) Verlauf der  $\delta^2\text{H}$ -Gehalte (12-Std-Mittelwerte) in den obersten 2 cm der Schneedecke, in der Luftfeuchte direkt neben der Schneeoberfläche und in 2 m Höhe.  
b) Anteil der Luftfeuchte, der von der Verdunstung aus der Schneeoberfläche stammen dürfte.

### 3.3.4 Feldmeßexperiment LUZIVER 1983 zur Erforschung des Gletscherwinds

Die höchsten Schmelzwasserproduktionsraten sind bei sommerlichen Strahlungswetterlagen zu erwarten. Gerade bei diesen Wetterlagen mit schwachen synoptischen Gradienten beeinflusst der Gletscher die eisnahe Luftschicht so stark, daß er Änderungen im Temperatur- und damit auch im Druckfeld verursacht und so charakteristische Phänomene wie den Gletscherwind, eine ständig in Gefällerrichtung erfolgende Luftbewegung, auslöst. Eine solche Gletscherwindsituation wurde im Sommer 1983 im Rahmen des Feldmeßexperimentes LUZIVER (Luftbewegungs- und Zirkulationsuntersuchung am Vernagtferner) untersucht (WEBER et al. 1986). An einem Fallbeispiel (48stündige Intensivmeßphase) konnte dabei gezeigt werden, daß der Gletscherwind durchaus in der Lage ist, Luftmassen vom Gletscher, auch entgegen der synoptisch vorgegebenen Windrichtung, bis an die Pegelstation zu verfrachten, so daß dort die Eigenschaften der "Gletscherluft" und nicht nur die der Luft über dem Vorfeld registriert werden. Zusätzlich konnten eine Reihe wichtiger Charakteristika des Gletscherwinds beobachtet und beschrieben werden.

#### 3.3.4.1 Versuchsdurchführung

Die Intensivmeßphase des Experimentes (IOP) fand im Zeitraum vom 30.7.1983, 9 Uhr MEZ, bis 1.8.1983, 9 Uhr MEZ, statt. Zusätzlich zu den üblichen Registrierungen an der Pegelstation Vernagtbach (s. Abschn. 3.2.1.1) wurde an einer Station auf dem Eis (2979 m ü.NN, Abb. 1.2) unterhalb des Schwarzkögele ein 4,4 m hoher Mast zur kontinuierlichen Registrierung der Temperatur in drei Höhen (0,4 m, 1,6 m, 4,2 m) und der Windgeschwindigkeit (0,5 m, 1,8 m, 4,4 m) errichtet. Ergänzt wurden diese Messungen durch je eine Feuchte- und Strahlungsbilanzmessung in ca. 2 m über dem Eis. Alle Daten wur-

den auf Punktschreibern mit 2minütiger Zeitauflösung registriert. Zusätzlich wurden noch ein mechanischer Windwegschreiber nach Woelfle in 2,5 m Höhe und ein Thermohygrograph direkt auf dem Eis betrieben. Die vertikalen Temperatur-, Feuchte- und Windverteilungen an der Station wurden mit Hilfe von stündlichen Fesselballonaufstiegen bis auf eine Höhe von etwa 200-300 m über dem Eis ermittelt<sup>4)</sup>. Weitere Windgeschwindigkeits- und -richtungsmessungen erfolgten durch zusätzliche Pilotballonsondierungen, die wegen der meist unter 10 m liegenden Skalenhöhe des Phänomens sehr sorgfältig durchgeführt werden mußten. Für die Positionsbestimmungen der Pilotballone wurde das Doppelschnittverfahren nach Thyer (verbessert durch HENNEMUTH et al. 1980) mit den Theodolitstandorten Schwarzkögele und Moränenbuckel (Abb. 1.2) verwendet. Von beiden Standorten war eine optimale Einsicht in das Gelände möglich; durch die große Basislänge von 1070 m quer zu der zu erwartenden Windrichtung wurde die Fehlerquote minimiert. Als Startplatz für die Ballone wurde ein Platz in ca. 3050 m ü.NN im weiten Firnbecken des Vernagtferners unterhalb des Taschachjochs (Abb. 1.2) gewählt. Dieser Startplatz konnte aus Sicherheits- und logistischen Gründen nur geringfügig variiert werden, so daß die Pilotballonsondierung direkt über der Gletscheroberfläche lediglich eine zweite Punktmessung darstellt. Die meist halb- bis viertelstündlich durchgeführten Sondierungen mit einer Bestimmung der Ballonposition alle 20 s erbrachten zusätzlich wertvolle Hinweise über die Luftströmung im Einzugsgebiet.

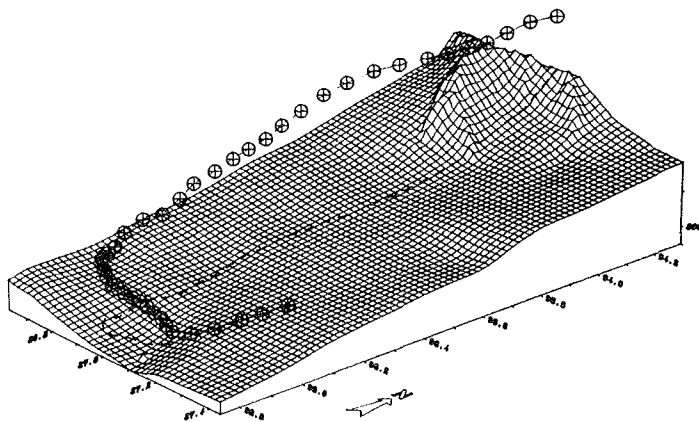
---

4) Die Fesselsonde wurde freundlicherweise vom Met. Inst. d. Univ. Bonn zur Verfügung gestellt; für die Betreuung der Messungen und die Überlassung der Meßwerte danken wir den Kollegen dieses Institutes, an erster Stelle Herrn Dr. E. Schaller.

Die Registrierstreifen wurden digitalisiert und ausgewertet, wobei die am Mast gemessenen Windgeschwindigkeiten wegen Schwierigkeiten bei der Aufzeichnung nur für einen begrenzten Zeitraum auswertbar waren.

Die genaue Höhe der jeweiligen Ballonpositionen über Grund wurde mittels eines digitalen Geländemodells (Maschenweite 20 m) bestimmt. Dieses Geländemodell erlaubte auch die quasi dreidimensionale Darstellung der Trajektorien über dem Gelände, die einen sehr plastischen Eindruck des momentanen Strömungsverlaufs vermittelt.

Abb. 3.22 gibt ein Beispiel für diese Darstellungsweise, sie zeigt die Trajektorie des Ballonaufstiegs, gekennzeichnet durch das "+" Symbol, und die senkrechte Projektion des Flugweges auf die Geländeoberfläche (strichliert). Man erkennt deutlich den Weg des Ballons von seinem Startplatz, der etwa 1 km südlich des Taschachjoches (vgl. Abb. 1.2)



1.08.83 0.30 MEZ

Abb. 3.22: Trajektorie eines Pilotballonaufstiegs am 1.8.1983 um 0:30 MEZ

liegt, in der dünnen Gletscherwindschicht während der ersten Flugphase; nach ungefähr 2 min verläßt der Ballon diese Schicht, dreht nach rechts und erreicht eine Zone mit niedrigen Windgeschwindigkeiten, in der er langsam aufsteigt. Nachdem er diese Zone verlassen hat, gelangt er in die südliche Überströmung und wird von ihr in nördlicher Richtung mit zunehmender Geschwindigkeit und Höhe mitgeführt, er verläßt das Gletschergebiet etwa 10 min nach seinem Start. Vergleiche der Daten der Fesselballone mit denen vorbeifliegender Pilotballone ergaben eine gute Übereinstimmung der mit beiden Meßsystemen bestimmten Windgeschwindigkeit und -richtung.

#### 3.3.4.2 Ergebnisse der Intensivmeßphase (IOP)

Die IOP fand im Anschluß an einen nur schwach ausgeprägten Frontdurchgang am 29.7.1983 bei meist wolkenlosem Strahlungswetter statt, welches durch ein von SW nach NE ziehendes schwaches Hochdruckgebiet bedingt war. Dieses induzierte im Verlauf der IOP anfangs eine nördliche, später westliche Überströmung des Arbeitsgebietes, die über hochreichende Ballonsondierungen gut nachgewiesen werden konnte. Mit der Annäherung eines sich rasch aufbauenden atlantischen Troges drehte sich in der Nacht zum 1.8.1983 die Höhenströmung auf Süd, also entgegengesetzt zur Richtung des Gletscherwindes. Bereits im Laufe des Vormittags am 1.8.1983 machten sich die nahenden Kaltluftstufen durch stärkere Quellbewölkung bemerkbar; gegen Abend wurde die Schönwetterlage mit einsetzendem Niederschlag (erst Regen, dann Schnee) endgültig beendet.

Die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit und -richtung lassen nahezu während der gesamten IOP eine gut ausgebildete Schicht mit beständigem Gletscherwind in Richtung des Gefälles N-NNW erkennen. Dicht über der Gletscheroberfläche nimmt

der Betrag der Windgeschwindigkeit rasch bis auf einen Maximalwert (3,5-5,5 m/s) in einer Höhe zwischen 2 und 5 m zu, um dann auf einen Minimalwert (meist kleiner als 1 m/s) zurückzugehen, der je nach Schichtdicke in 20-200 m Höhe über Grund zu finden ist. Darüber erfolgt der unmittelbare Übergang in die Überströmung. Eine Erscheinung wie Talwind tagsüber oder gar eine kompensierende Rückströmung (TOLLNER 1931) war zu keinem Zeitpunkt zu beobachten. Abb. 3.23 zeigt für die letzten Stunden der IOP einen Zeit-Höhen-Schnitt der Isotachen, d.h. der Linien gleicher Windgeschwindigkeit. In den Stunden vor Mitternacht ist die Gletscherwindschicht mit einem Maximum in etwa 3 m Höhe sehr gut ausgebildet, obwohl in Höhen oberhalb 200 m eine reine Südströmung gemessen wur-

### LUZIVER

*Isotachen vom 31.7. bis 1.8.1983 über dem Vernagtferner  
gewonnen aus Fesselsonden- und Pilotballonaufstiegen*

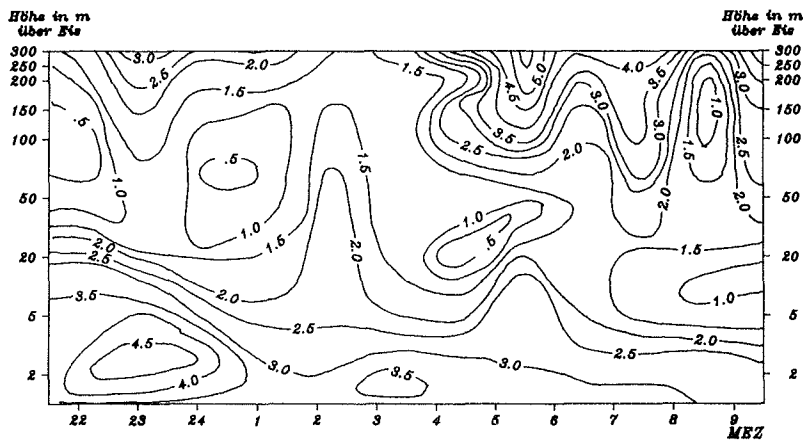


Abb. 3.23: Zeit-Höhen-Schnitt der Windgeschwindigkeit (Werte in m/s)

de. Zwischen diesen beiden Höhen erkennt man die bereits erwähnte Zone schwacher Winde, die in diesem Fall etwa 100 m mächtig ist. Das durch den unterschiedlichen Gang der Eis- und Lufttemperatur (HOINKES 1955) in den Stunden um Sonnenaufgang zu erwartende Maximum der Gletscherwindentwicklung ist durch die infolge der Frontannäherung immer stärker werdende südliche Überströmung nicht so deutlich ausgeprägt, auch die Zone schwacher Winde wird aus diesem Grund immer dünner, die niedrigste Windgeschwindigkeit liegt in einer Höhe von etwa 10 m über Grund, also deutlich tiefer. Aus dem eben Gesagten wird deutlich, daß eine klare Abtrennung der Gletscherwindschicht von der Überströmung dann schwierig wird, wenn man nur Windgeschwindigkeitsprofile zur Verfügung hat. Eine besondere Unterscheidung kann mit Hilfe einer anderen Kenngröße der Luft getroffen werden, nämlich mit der äquivalentpotentiellen Temperatur, die den thermischen Einfluß der Gletscheroberfläche wesentlich klarer erkennen läßt. Sie stellt ein Maß für den Gehalt einer Luftmasse an fühlbarer und latenter Wärme dar und eignet sich daher gut zur Charakterisierung von Luftmassen mit stark unterschiedlichem Wärme- und Feuchtgehalt, wie sie bei sog. "gletscher-eigener" und "gletscherfremder" Luft i. allg. vorliegen. Abb. 3.24 zeigt anhand der Isolinien dieser Größe, die aus den Meßwerten von Luftfeuchte und Lufttemperatur vom Mast und von den Fesselsondenaufstiegen ermittelt wurden, die zwischen 22:00 und 24:00 MEZ infolge der Advektion feuchterer und zunächst auch wärmerer Luft in der Höhe der thermische Einfluß der Gletscheroberfläche zunehmend geringer wird, wodurch die Dicke der thermischen Gletscherwindschicht von zuerst 20 m bis auf 5 m gegen 2:00 MEZ abnimmt. Dieser Luftmassenwechsel läßt vor allem in der zweiten Nachthälfte den Einfluß des Gletschers immer geringer werden und führt über die Kaltluftvektion der nachfolgenden Kaltfront zum Zusammenbruch der Gletscherwindzirkulation. Die Analysen der gesamten IOP zeigen, daß die thermische Schichtdicke des

Gletscherwindes auch bei guter Entwicklung am Vernagtferner 20 m nicht überschreitet, meist aber kleiner als 10 m ist. In Analogie zu anderen thermisch induzierten Windsystemen, wie z.B. Hangabwinden, erreicht die dynamische Schicht etwa die doppelte Dicke, so daß am Vernagtferner mit einer maximalen Schichtdicke des Gletscherwindes von etwa 40 m zu rechnen ist, in den meisten Fällen liegt sie zwischen 10 und 20 m. Die thermische Schicht ist durch einen starken Temperatur- und Feuchtgradienten gekennzeichnet, was wiederum großen Einfluß auf die Größenordnung der an der Eisoberfläche umgesetzten Beträge fühlbarer und latenter Wärme hat. Damit wäre der Gletscherwind auch für einen erhöhten Transport von Wasserdampf in die darüberliegenden Luftmassen verantwortlich, was aber noch genauerer Untersuchungen bedarf.

### LUZIVER

*Isolinien der äquivalentpot. Temperatur vom 31.7. bis 1.8.1983  
gewonnen aus Fesselsondenaufstiegen und Mastmessungen*

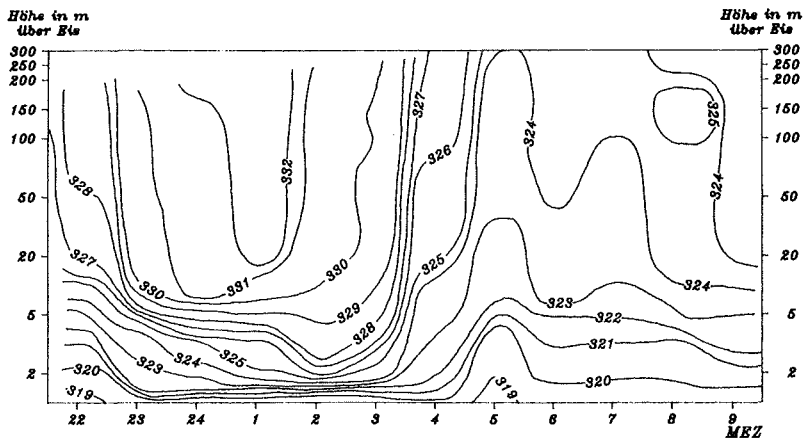


Abb. 3.24: Höhen-Zeit-Schnitt der äquivalentpotentiellen Temperatur (Werte in K)



Die maximalen Windgeschwindigkeiten innerhalb der Gletscherwindschicht liegen unterhalb einer Höhe von 4 m über dem Eis auch im Tagesgang immer über 4 m/s, bis 10 m Höhe noch über 3 m/s. Ausgeprägte Maxima der Gletscherwindentwicklung während LUZIVER wurden im Tagesverlauf bei Sonnenaufgang und kurz vor Sonnenuntergang beobachtet, ausgeprägte Minima um die Mittagszeit und bei Sonnenuntergang. In der ersten Nacht (30./31.7.1983) war die Gletscherwindentwicklung offensichtlich durch eine synoptische Störung unterbrochen. In der darauffolgenden Nacht konnte trotz südlicher Höhenströmung ein ausgeprägtes Maximum des Gletscherwindes gegen 23 Uhr MEZ festgestellt werden, gefolgt von einem bis etwa 2 Uhr MEZ währenden Minimum.

Den ganzen Zeitraum hindurch wurden auch an der Pegelstation Vernagtbach Winde vom Gletscher her registriert, obwohl Sondierungen bereits 100 m über Grund am 1.8.1983 reine Südwinde ergaben. Erst gegen 14 Uhr MEZ konnte sich infolge der starken Wolkenbildung die Südströmung gegen den Gletscherwind durchsetzen. Der Tagesgang der an der Pegelstation Vernagtbach registrierten Windgeschwindigkeiten entspricht in seiner Tendenz weitgehend dem, der an der Station auf dem Eis gemessen wurde, die Beträge liegen jedoch um etwa 1 m/s höher, was auf die Kanalisierung des Luftstromes durch den Talquerschnitt zurückzuführen ist. Diese führt zusätzlich zu einer überadiabatischen Erwärmung, die sowohl bei LUZIVER als auch bei den Testfeldexperimenten (s. Abschn. 3.3.2) beobachtet wurde und starke Abweichungen von den im Rahmen der Energiehaushaltsberechnungen früher (s. Abschn. 3.3.2) bestimmten Höhengradienten der Lufttemperatur verursacht. Diese Gradienten überschritten bei LUZIVER allerdings nie den Wert von  $-2$  K/100 m gegenüber  $-3$  K/100 m bei den Testfeldmessungen. Abgesehen von diesen Einschränkungen ist das Gletscherwindssystem dafür verantwortlich, daß auch bei Schönwetter die an der Pegelstation Vernagtbach gemessenen meteorologischen Daten für den größten Teil des Vernagtferners repräsentativ sind (s. Abschn. 3.2.1).

### 3.4 Abflußbildung und Abfluß im Einzugsgebiet

#### 3.4.1 Abfluß im unvergletscherten Teil des Einzugsgebietes

Der Abfluß im unvergletscherten Teil des Einzugsgebietes weist keine Besonderheiten gegenüber anderen unvergletscherten Einzugsgebieten im Hochgebirge auf. Neben dem direkten Oberflächenabfluß bildet sich, abhängig von der flächenhaften Ausdehnung und der Mächtigkeit des auf dem Fels aufliegenden Moränenmaterials, ein mehr oder weniger großes Grundwasservorkommen aus, von dem wiederum ein Übertritt ins Oberflächenwasser erfolgen kann.

Durch hydrogeologische Untersuchungen wurde versucht zu klären, ob und welche Grundwasserleiter im Vorfeld des Vernagtfeners (Abb. 3.25) auftreten und wie groß ihre Grundwasserführung sein kann. Als mögliche Grundwasserleiter treten hier Moränen und das Festgestein auf.

Das Vernagttal entwässert von NNW nach SSE, d.h. im Streichen der Hauptkluftrichtung. Die Talsohle und der tiefliegende Talhang tragen Lockergesteine; im hochliegenden Talhang steht das Festgestein zusammenhängend zutage. Das Festgestein durchspießt aber auch an zahlreichen Stellen der Talsohle die Lockergesteinsdecke (Abb. 3.25); der Vernagtbach selbst fließt überwiegend in Festgestein. In Tallängsrichtung treten je ein hochliegender und ein tiefliegender Moränenwall auf. Das Festgestein besteht aus dunklen Amphiboliten, z.T. albitisch und granatführend; es ist reich an Eisen. Das Lockergestein besteht aus Amphiboliten und Gneisgesteinen und ist je nach Alter unterschiedlich stark von rotbraunem Eisenhydroxid überzogen. Die Hammerschlagseismik liefert seismische Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen und ermöglicht somit eine Ansprache des Gesteins. Aus den

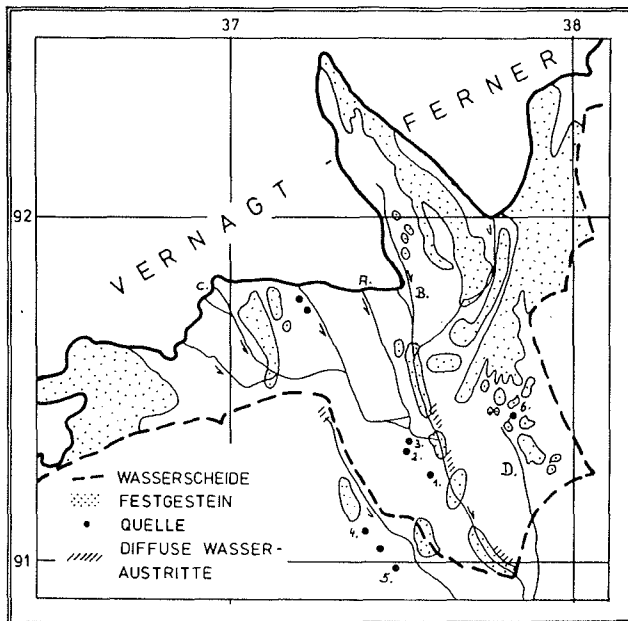


Abb. 3.25: Lage des Arbeitsgebietes im Vorfeld des Vernagtferners zwischen Gletscher und bis zur Pegelstation Vernagtbach. Eingetragen sind die Grundwasseraustritte.  
1-6 = Quell-, A-D = Bach-Meßstellen.  
Abstand der Gitterlinien 1 km.

Änderungen in den seismischen Geschwindigkeiten läßt sich die Tiefenlage refraktierender Horizonte bestimmen. Es war zu vermuten, daß im Untersuchungsraum die Lockergesteinsdecke über dem Festgestein nicht sehr mächtig ist. Die seismischen Impulse wurden daher auf der Profillinie in 2 m Abständen aufgegeben und die Profillinien selbst nur auf 30 m Länge ausgelegt. Solche kurzen Profillinien bedürfen im vorliegenden Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu langen Profillinien keiner Höhenkorrektur. Insgesamt wurden 34 hammer-

schlagseismische Profile mit Vor- und Rückschub in N-S-Richtung ausgelegt (Abb. 3.26), um ein möglichst genaues Bild über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse, aber auch über geneigte Refraktionsflächen zu erhalten. Von den Lockergesteinen des Untersuchungsraumes wurden acht repräsentative, gestört entnommene Proben im Labor auf Kornverteilung und Durchlässigkeit untersucht. Vom Festgestein wurden der Richtungsverlauf und die Öffnungsweiten einiger hundert Klüfte im Gelände bestimmt und über ein Rechenprogramm die Durchlässigkeit des Festgesteins ermittelt.

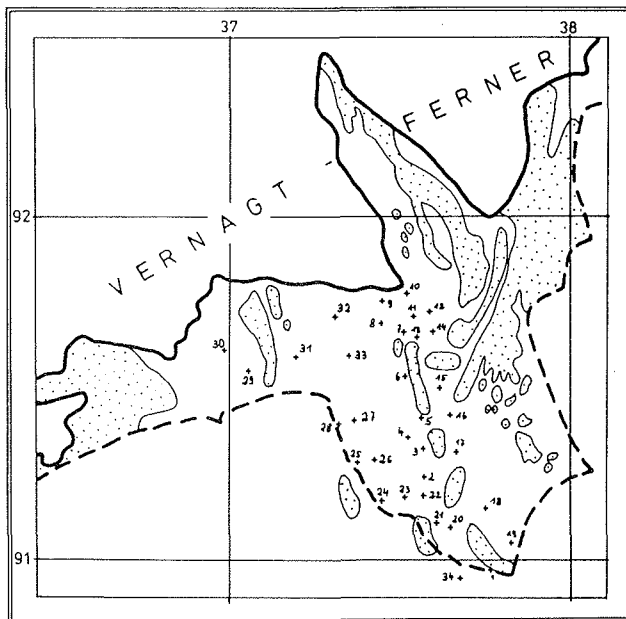


Abb. 3.26: Lage und Bezeichnung der hammerschlagseismischen Profile im Arbeitsgebiet Vernagtbach.

Quellwässer treten am Kontakt Fest-/Lockergestein zutage; am östlichen Talhang überwiegend diffus verteilt, am westlichen Talhang vorwiegend punktförmig (Abb. 3.25). Die meisten und stärksten Quellen liegen am Talhang unter der Hintergraslspitze; sie treten außerhalb des Niederschlagsgebietes aus.

Die elektrolytischen Leitfähigkeiten verschiedener Quell- und Bachwässer (Lage der Meßstellen siehe Abb. 3.25) zeigt Tab. 3.16. Nur die Quellwässer 1 bis 3 haben hohe elektrolytische Leitfähigkeiten; alle übrigen Quellen und Bäche niedrige und voneinander wenig unterschiedliche Leitfähigkeitswerte.

Die Leitfähigkeit von Niederschlagswasser liegt häufig um 10  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , selten darüber. Das Wasser der Bäche C und D sowie des Oberflächengerinnes auf dem Gletscher dürfte Niederschlagswässern ohne bedeutendem Kontakt mit dem Gestein, je-

Entnahmeort	elektrolyt. Leitfähigkeit [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	
	25.07.75	05.09.75
Quelle 1	230	225
Quelle 2	155	225
Quelle 3	245	360
Quelle 4	-	22
Quelle 5	-	27
Bach A	-	54
Bach B	-	33
Bach C	-	7,2
Oberflächengerinne auf dem Gletscher	-	3,7
Quelle 5	37	30
Bach D	26	18

Tab. 3.16: Elektrolytische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) von Quell- und Bachwässern im Einzugsgebiet des Vernagt-baches. (Lage der Quellen und Bäche s. Abb. 3.25)

nes der Quellen und Bäche mit Leitfähigkeiten um  $30 \mu\text{S}/\text{cm}$  Wässern mit intensiverem und jenes der Quellen 1 bis 3 mit sehr intensivem Gesteinskontakt entsprechen. Die Quellen 1 bis 3 führen eisenhaltige Wässer; Eisen wird an den Quellaustritten bakteriell oxidiert und sichtbar ausgeflockt. Die Quellen 1 bis 3 führen echtes Grundwasser, alle übrigen Quellen ein oberflächennahes Grundwasser (subsurface flow) mit zeitlich und örtlich kurzer Passage durch das Gestein. Die Gründe für diese Deutung liegen einerseits in der unterschiedlichen Mineralisierung der Wässer und darin, daß sich im Bereich der Quellen 1 bis 3ammerschlagseismisch ein zusammenhängendes, wenn auch kleines Grundwasservorkommen nachweisen läßt, bei allen übrigen Quellwässern dagegen nicht.

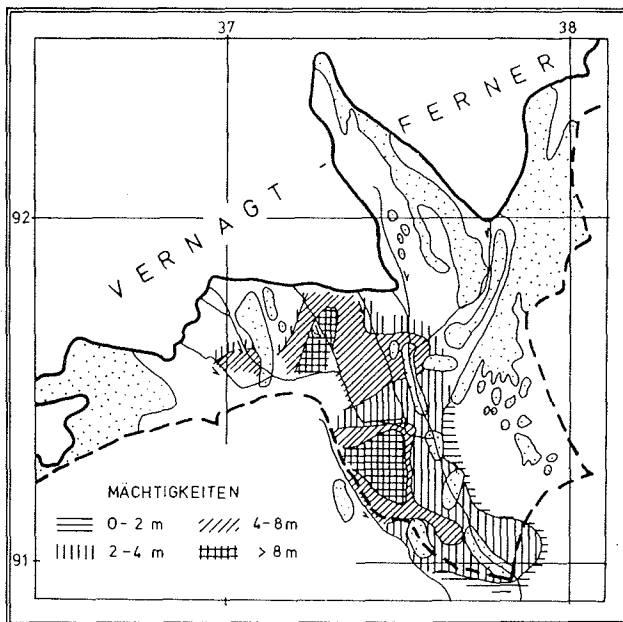
Die wahren seismischen Geschwindigkeiten gruppieren sich um Werte zwischen 400 und 1200 m/s, 1500 und 2250 m/s und um einen breiten Wertefächer zwischen 2300 und 5000 m/s.

- Geschwindigkeitswerte unter 1500 m/s stehen hier für wasserfreie Kiessande; ihre Konsolidierung scheint noch nicht abgeschlossen zu sein, so daß sich in den Untersuchungsergebnissen kein so klares Geschwindigkeitsmaximum abzeichnet, wie in unseren Untersuchungen in den bayerischen Alpentälern.
- Geschwindigkeiten zwischen 1500 m/s und 2250 m/s geben überwiegend wasserführende Kiessande wieder; dies konnte durch Sondierungen und die Quellaufnahme bestätigt werden. Dieser Geschwindigkeitsbereich geht aber auch fließend in jenen des Festgesteins über.
- Der breite Geschwindigkeitsfächer mit Werten zwischen 2300 m/s und 5000 m/s ist dem Festgestein zuzuordnen; seine Breite hängt vom Maß der Gefügauflockerung des Festgesteins durch die wiederholte Eisbe- und -entlastung ab. In 31 von 34 seismischen Profillinien wurde das Festgestein erlotet.

Die Lockergesteinsdecke ist im Untersuchungsraum am häufigsten 2-4 m, im arithmetischen Mittel 4,4 m und in Ausnahme-

fällen über 12 m dick. Einen Überblick über ihre Mächtigkeiten geben Abb. 3.27 und Tab. 3.17. Der Streifen mächtiger Lockergesteine im westlichen Arbeitsgebiet folgt der tief-  
liegenden Moräne. Diese Moräne verdeckt wahrscheinlich ein  
altes Relief. Dieses müßte durch ein Höhennivellement der  
betreffenden seismischen Profile geprüft werden.

Die Quellaustritte 1 bis 3 sind an das mächtige Lockergesteinsvorkommen im Südwesten, wahrscheinlich an das verdeckte  
unterirdische Relief gebunden. Die Quellwässer können



**Abb. 3.27:** Die Mächtigkeit des Lockergesteins im Gebiet des Vernagtbachs nachammerschlagseismischen Untersuchungen.  
Punktiert = Festgestein ohne Überdeckung

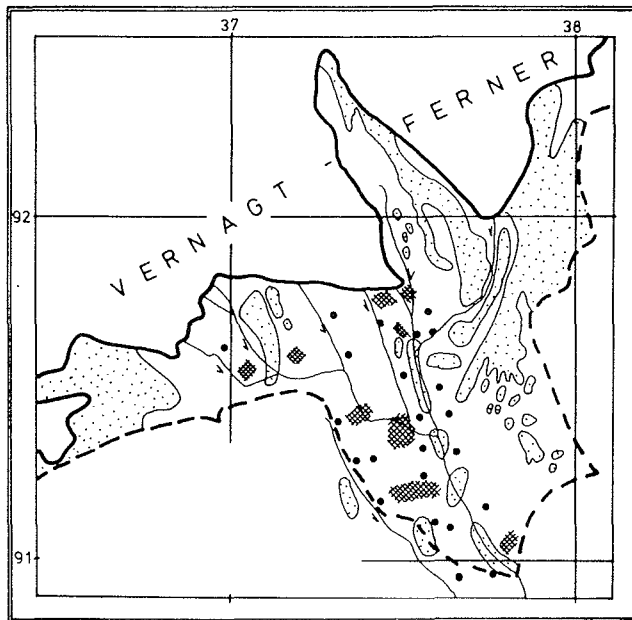
dann aus dem benachbarten Einzugsgebiet stammen, aus dem Bereich der Hintergraslspitze oder aus einer Infiltration des Baches am Westfuß der tiefliegenden Moräne.

Profil-Nr.	Mächtigkeit der Kiessande [m]		Gesamt
	wasserungesättigt	wassergesättigt	
1	2,6	-	2,6
2	2,6	-	2,6
3	2,9	-	2,9
4	-	10	10
5	4,0	-	4,0
6	3,8	-	3,8
7	-	4,2	4,2
8	3,8	-	3,8
9	0,9	5,1	6,0
10	-	6,0	6,0
11	3,4	-	3,4
12	3,3	-	3,3
13	-	5,3	5,3
14	3,3	-	3,3
15	3,5	-	3,5
16	2,0	-	2,0
17	-	5,5	5,5
18	2,0	-	2,0
19	-	2,3	2,3
20	-	-	-
21	3,5	-	3,5
22	-	3,3	3,3
23	7,6	5,7	13,3
24	5,0	-	5,0
25	8,2	-	8,2
26	8,2	-	8,2
27	1,8	-	1,8
28	3,5	-	3,5
29	-	6,8	6,8
30	3,7	-	3,7
31	2,5	3,2	5,7
32	10,0	-	10,0
33	6,4	-	6,4
34	1,2	-	1,2

Tab. 3.17: Mächtigkeiten der wasserungesättigten und wassergesättigten Kiessande im Untersuchungsgebiet Vernagtbach. Lage derammerschlagseismischen Profile s. Abb. 3.26



Grundwasserführende Kiessande treten zusammenhängend im Bereich der Quellen 1 bis 3 (Abb. 3.25 und 3.28), eventuell auch an der Zunge des Vernagtferners auf. Alle übrigen Einzelvorkommen werden als besonders stark aufgewittertes Festgestein angesprochen. Sondierungen und geologische Beobachtungen sprechen hierfür. Im Arbeitsgebiet treten auch Quellen an Stellen auf, an denen Grundwasservorkommen hammer-schlagseismisch nicht mehr zu erfassen sind. Dies rührt daher, daß hier Grundwasserleiter in einer Mächtigkeit 60 cm nicht mehr seismisch erfaßt werden. "Grundwasserfreie Kiessande" nach Abb. 3.28 bedeutet damit auch, daß dort im ungünstigsten Falle noch ein 60 cm starker Aquifer auftreten



**Abb. 3.28:** Grundwasserfreie (Punkte) und grundwasserführende (Kreuzschraffen) Kiessande im Vorfeld des Vernagtferners (bis zur Abflußmeßstelle Vernagt-bach).

kann. Mit refraktionsseismischen Mitteln kann eine Grundwasserführung im Festgestein mit seinen Porositätswerten unter 0,1 % nicht nachgewiesen werden.

Das Festgestein ist zerklüftet. Die Hauptkluftrichtung streicht 160-180°, also talparallel; Nebekluftrichtungen sind die 130-145°-, die 70-80°-, die 30-40° und die 0-10°-Kluftrichtung. Es liegt ein verzweigtes Netz an Trennfugen als Fließwege für das Gestein vor. Aus Klufweitenmessungen läßt sich die Durchlässigkeit des Festgesteins berechnen (BERGMANN & SEILER 1973). Sie ergibt sich für die Talsohle zu  $2 \cdot 10^{-4}$  m/s und für den Talhang zu  $4 \cdot 10^{-5}$  m/s. Die höhere Durchlässigkeit des Festgesteins an der Talsohle hängt mit der wiederholten Be- und Entlastung dieses Bereichs durch das vor- und zurückweichende Eis zusammen; damit läuft eine stärkere Gefügauflockerung des Festgesteins parallel.

Die Durchlässigkeit des Lockergesteins liegt nach Laboruntersuchungen bei  $8 \cdot 10^{-4}$  m/s. Sie ist jener des Festgesteins im Tal sehr ähnlich; das Festgestein bildet also keine wohldefinierte Grenze für das Grundwasser im darüberliegenden Lockergestein. Das Auftreten von Quellen an der Grenze Fest-/Lockergestein spricht nicht gegen diese Feststellung; es besagt lediglich, daß die Fließlänge im Lockergestein gleichmäßiger verteilt auftreten, als im Festgestein. Zur Berechnung des unterirdischen Abflusses aus dem Niederschlagsgebiet wird der ungünstigste Fall angenommen:

- das Festgestein der Talsohle führt Grundwasser und weist bis etwa 30 m Tiefe die an der Geländeoberfläche gemessene Gefügauflockerung auf (in Analogie zu bekannten Fällen),
- das Grundwasser bewegt sich talparallel in einem 100 m breiten Streifen,
- das Grundwassergefälle liegt bei 3 % (in Analogie zu bekannten Fällen).

Daraus errechnet sich ein maximaler unterirdischer Abfluß von 18 l/s, der an der Pegelstation Vernagtbach nicht erfaßt würde.

Der Vernagtbach fließt überwiegend im Festgestein und wird als Vorfluter mit wechselseitigem Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser gedacht. Für die Berechnung des unterirdischen Zuflusses in den Vernagtbach muß für die Durchlässigkeit des Festgesteins jene des Talgehanges ( $4 \cdot 10^{-5}$  m/s) veranschlagt werden; die Zuflüsse seien symmetrisch und auf die 900 m lange Fließstrecke zwischen Pegelstation und Gletscherzunge beschränkt (talauf von der Gletscherzunge steigt nach MILLER (1972) das Festgesteinsrelief steil an). Das Grundwassergefälle wird wieder mit 3 ‰ angenommen, die Durchflußtiefe mit 30 m. Daraus errechnet sich ein mittlerer unterirdischer Zufluß zum Vernagtbach von maximal 64 l/s.

Mit den hier eingesetzten Arbeitsmethoden lassen sich Extremwerte für den unterirdischen Abfluß ermitteln, die sich speziell durch Leitfähigkeitsmessungen von Quell- und Bachwässern und in bedingtem Ausmaße durch kleinere Bohraufschlüsse näher einengen lassen müßten. Eine wesentlich exaktere Erfassung der Daten über das Grundwasser im Vorfeld des Vernagtferners erscheint jedoch problematisch.

#### 3.4.2 Abflußformen im vergletscherten Teil des Einzugsgebietes

Im Ablationsgebiet fließt das Eisschmelzwasser zunächst flächenhaft auf der Eisoberfläche ab. Es sammelt sich in einem verzweigten System von größer werdenden Gerinnen, die in Gletscherspalten und Gletschermühlen münden. Nach dem Durchfließen eines intraglazialen und subglazialen Abflußsystems

tritt das Schmelzwasser am Ende des Gletschers, am Gletschertor, wieder zutage. Zur Beschreibung des Fließverhaltens im Ablationsgebiet kann weitgehend auf frühere Untersuchungen (Farbtracerexperimente) am Hintereisferner (s. Abschn. 1.3, MOSER & AMBACH 1977) oder Untersuchungen anderer Autoren auf anderen Gletschern zurückgegriffen werden (z.B. KRIMMEL et al. 1972; STENBORG 1969 und 1970; LANG et al. 1979; BERRI & GOLUBEV 1975; BURKIMSHER 1983). Die gemessenen Fließgeschwindigkeiten (Abstandsgeschwindigkeiten) zwischen den Markierungsstellen an der Oberfläche und dem Austrittspunkt am Gletscherende liegen zwischen 0,1 und 1 m/s. Der Abfluß an der Gletschersohle erfolgt weitgehend in Freispiegelgerinnen. Zuvor fließt das Schmelzwasser auch abschnittsweise in Eisröhren innerhalb des Gletschers. RÖTHLISBERGER (1972) leitet aus der Kontinuitätsbedingung eine Differentialgleichung für den stationären Abfluß in Eisröhren ab, deren Lösung ergibt, daß mit steigendem Durchfluß der Druck in den Röhren abnimmt, woraus folgt, daß sich das Wasser in einem intraglazialen System in Hauptadern sammeln muß. Diese Theorie wurde von NYE (1976) und SPRING (1979) auf den stationären Abfluß erweitert.

Im Firngebiet sickert das Schmelzwasser, der Schwerkraft folgend, in den wasserungesättigten, temperierten Schnee ein (COLBECK 1972, DENOTH et al. 1979) und wird dabei z.T. durch eingeschlossene Eislinen und Eishorizonte von der vertikalen Sickerbahn abgelenkt (Abb. 3.29). Dort, wo das Schmelzwasser auf den wasserundurchlässigen Eiskörper (Stauhorizont) auftritt, bildet sich im Verlauf der Ablationsperiode eine wassergesättigte Firnschicht aus, deren freie Oberfläche in Firnbohrungen nachgewiesen werden kann. Untersuchungen hierzu wurden z.B. von SCHOMMER (1976) auf dem Großen Aletschgletscher und von AMBACH et al. (1978b) am Kesselwandferner (s. Abschn. 1.3) durchgeführt. Unsere Untersuchungen hierzu sind in Abschn. 3.4.3 beschrieben.

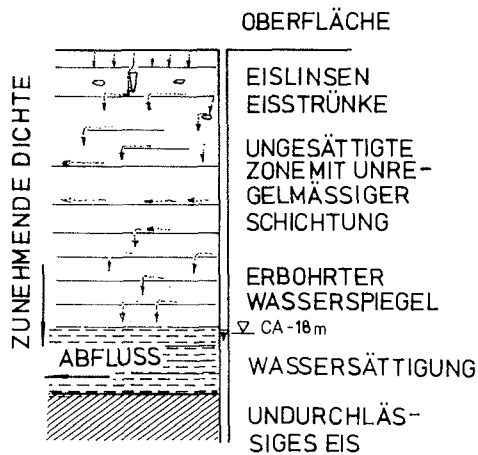


Abb. 3.29: Schematische Darstellung der Schmelzwasserver-sickerung und des Schmelzwasserabflusses im Firn.

Zur weiteren Beschreibung der Wasserbewegung im wassergesättigten Firn werden die in Tab. 3.18 aufgeführten Begriffe verwendet. Die nicht genannten Begriffe Durchlässigkeit  $k_f$ , Filtergeschwindigkeit  $v_f$  und Abstandsgeschwindigkeit  $v_a$  werden entsprechend DIN 4049 auf das Firnwasser und den Firnwasserleiter angewendet.

Im und auf dem Gletscher begegnen uns also die gesamten unterschiedlichen Fließformen Oberflächenabfluß, Abfluß in Röhren oder Freispiegelgerinnen sowie wasserungesättigtes und wassergesättigtes Fließen im porösen Medium. Diese Fließformen sind räumlich bestimmten Gletscherteilen zuzuordnen, für deren Passage das Schmelzwasser unterschiedlich lange Zeiten benötigt. Daraus leitet sich die in Abschn. 3.5.3 gewählte Modellvorstellung eines dreiteiligen Speichersystems ab. Die in den folgenden Abschnitten beschriebenen Untersuchungen dienten dazu, das Verhalten des Schmelzwassers in diesen Speichern, insbesondere im Speicherraum Firn, näher zu untersuchen.

Begriff	Definition
Firnwasser <sup>5)</sup>	Wasser, das Hohlräume des Firns zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung ausschließlich oder nahezu ausschließlich von der Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräften bestimmt wird
Firnwasserleiter <sup>6)</sup>	Firnschicht über dem Eiskörper, die geeignet ist Firnwasser weiterzuleiten
Firnwasserkörper	Firnwasservorkommen oder Teil eines solchen, das eindeutig abgegrenzt oder abgrenzbar ist
Firnwasser-oberfläche <sup>7)</sup>	Obere Grenzfläche eines Firnwasserkörpers
Firnwasser-mächtigkeit H [m]	Lotrechter Abstand zwischen Firnwassersohle und Firnwasseroberfläche

Tab. 3.18: Begriffe zur Beschreibung der wassergesättigten Firnschicht in einem Gletscher, die in Anlehnung an DIN 4049, Teil 22 gebildet wurden und im weiteren Verlauf dieses Berichts verwendet werden.

5) SCHOMMER (1976, 1978) verwendet ebenfalls den Begriff Firnwasser.

6) SCHOMMER (1976, 1978) verwendet den Begriff Firnwasserträger, der hier nicht übernommen wird.

7) Der z.B. bei AMBACH et al. (1978) benützte Begriff Wassertafel, eine Analogie zum englischen Begriff "water table", wird hier nicht übernommen.

### 3.4.3 Speicherung und Abfluß des Schmelzwassers im Firn (Bohrlochuntersuchungen)

Die Untersuchungen zu Speicherung und Abfluß von Schmelzwasser im Firn wurden weitgehend in der Verebnung unterhalb des Taschachjochs (Abb. 3.30) und von da ausgehend in einem Längsprofil gletscherabwärts durchgeführt. Hierzu wurden entweder eigens Bohrungen mit elektrothermischen Schmelzsonden (s. Abschn. 3.4.3.1) abgeteuft, oder die von den Kernbohrungen noch erhalten gebliebenen 4"-Bohrungen verwendet. Die Ergebnisse sind im Detail bei OERTER (1981) beschrieben und werden in Abschn. 3.4.3.2 nach OERTER & MOSER (1982) zusammenfassend dargestellt. Sie zeigen, daß der Firn als poröses Medium im Sinne des Darcyschen Gesetzes behandelt werden kann. Die Speicherung von Schmelzwasser im Firn wurde anhand von Wasserspiegelmessungen in Bohrlöchern beobachtet. In einer Tiefe von 20 m unterhalb der Gletscheroberfläche konnte so alljährlich ein Firnwasserkörper mit jahreszeitlich stark schwankender Firnwassermächtigkeit nachgewiesen werden. Die Durchlässigkeit  $k_f$  des Firnwasserleiters wurde mit Kurzpumpversuchen zu  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s bestimmt. Man kann davon ausgehen, daß sich diese wassergesättigte Firnschicht im Gletscher während der Ablationsperiode über das ganze Firnggebiet erstreckt und ein Wassertransport in diesem Firnwasserleiter stattfindet. Allerdings muß man auch annehmen, daß der Firnwasserkörper etwa alle 100 m durch Drainagesysteme, z.B. Spalten, unterbrochen wird.

#### 3.4.3.1 Die Bohrausrüstung und das Erstellen der Bohrlöcher

Das Bohren in Firn und Eis erfordert spezielle Techniken. Wenn kein Bedarf für einen Bohrkern besteht und es ausreicht, lediglich ein Bohrloch herzustellen, genügen elektrothermische Schmelzsonden als Bohrgerät. Derartige Geräte wurden in unterschiedlicher Ausführung auf verschiedenen an-

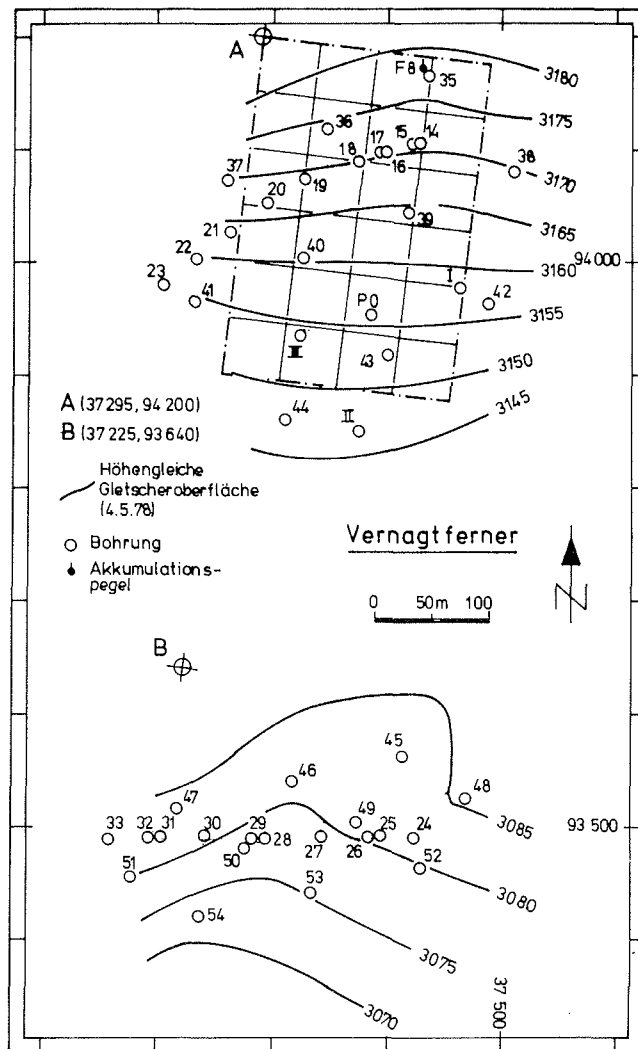


Abb. 3.30: Lageplan der Bohrungen am Vernagtferner in den Jahren 1977-1979. Die Koordinaten beziehen sich auf die Karte "Vernagtferner 1979" (RENTSCH 1982).



deren Gletschern eingesetzt (GILLET 1975, HODGE 1976, SCHIEGG & SCHOMMER 1978). Für die Untersuchungen am Vernagtferner wurden solche Sonden im Eigenbau hergestellt. Nach vielfältigen Experimenten mit verschieden beheizten und geformten Prototypen wurde letztlich die technisch einfachste Lösung mit serienmäßigen Heizpatronen (220 V, 630-2000 W) gewählt. Abb. 3.31 zeigt die drei unterschiedlichen Typen von Schmelzsonden, die für die Firn- und Eisbohrungen zum Einsatz kamen:

Typ A: Diese Schmelzsonde dient zum Bohren im Eis und wird entweder im Eisgebiet oder im Firngebiet, sobald der durchlässige Firn durchbohrt ist und sich das Schmelzwasser im Bohrloch sammelt, eingesetzt. Bei dieser Sonde erfolgt die Wärmeabgabe vorwiegend an der Sondenspitze. Das warme Schmelzwasser fließt an der Sonde vorbei nach oben und schmilzt dabei das Bohrloch zusätzlich auf. Der Sondendurchmesser beträgt in der Regel 28 mm, das fertige Bohrloch hat einen Durchmesser von ca. 40 mm.

Typ B: Diese Schmelzsonde dient zum Bohren im Firn, in dem das Schmelzwasser seitlich und nach unten versickern kann. So erhält die Bohrung annähernd den gleichen Durchmesser wie die Schmelzsonde (40 mm). Die Wärmeabgabe erfolgt über die ganze Länge der Heizpatrone.

Typ C: Diese Schmelzsonde dient zum Erweitern einer bestehenden Firn- oder Eisbohrung. Die Wärmeabgabe erfolgt deshalb vorwiegend im konischen Teil der Schmelzsonde. Je nach Anwendungsfall stehen Schmelzsonden für Enddurchmesser von 70 mm, 100 mm oder 145 mm zur Verfügung. Die in Abb. 3.31 dargestellte Sonde (145 mm) wird mit 6 Heizpatronen, die in zwei getrennten Stromkreisen geschaltet sind, beheizt. Bei den Sonden mit kleinerem Durchmesser wird wie bei Typ B nur eine zentrisch angeordnete Heizpatrone verwendet.

Die elektrothermischen Schmelzsonden bieten den Vorteil, daß sie für speziell benötigte Bohrlochdurchmesser hergestellt werden können sowie leicht zu transportieren, wetterunempfindlich und einfach zu handhaben sind. Die gesamte Bohrausrüstung besteht aus einem Stromaggregat, der Schmelzsonde

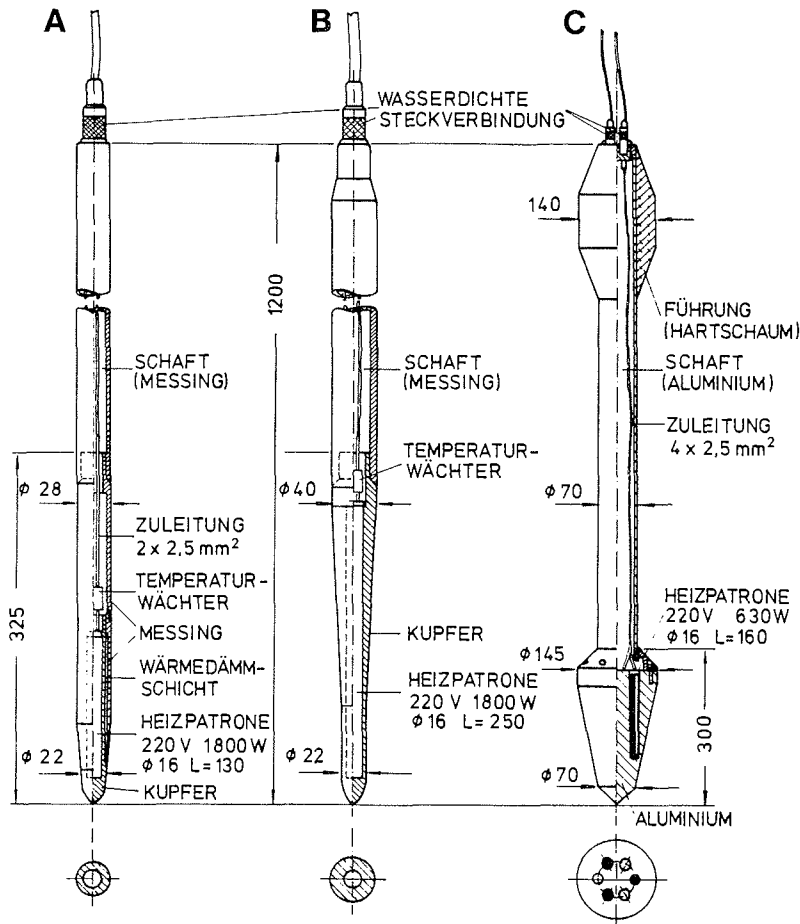


Abb. 3.31: Die bei den Arbeiten am Vernagtferner verwendeten elektrothermischen Schmelzsonden zum Bohren in Eis (A) und Firn (B) sowie zum Erweitern einer bestehenden Bohrung (C). (Man beachte die unterschiedlichen Maßstäbe!) Die Querschnitte zeigen die zentrische Anordnung der Heizpatrone bei den Sonden A und B sowie die ringförmige Anordnung der sechs Heizpatronen bei Schmelzsonde C, von denen je drei in einem Stromkreis geschaltet sind. Das Gewicht der Sonden liegt je nach Durchmesser zwischen 3,5 und 10 kg. Weitere Beschreibung siehe Text.

und einem entsprechend langem Kabel, möglichst mit Längenmarkierungen. Für das Stromaggregat benötigt man außerdem noch genügend Treibstoff. Erleichtert werden die Arbeiten, wenn das Kabel über ein an einem Dreibein aufgehängtes Rad läuft. Bei den Feldarbeiten am Vernagtferner haben sich Aggregate mit Nennleistung 3 kW, Gewicht ca. 50 kg, Benzinverbrauch ca. 2,5 l/h bewährt.

Die Geschwindigkeit, mit der die Schmelzsonde den Gletscher durchbohrt, ist abhängig von der Dichte der einzelnen Schichten, so daß aus der Bohrgeschwindigkeit Rückschlüsse auf Dichteänderungen gezogen werden können. Die Beispiele der Bohrungen 40 und 24 in Abb. 3.32a,b zeigen, wie die Bohrgeschwindigkeit der Schmelzsonde mit zunehmender Tiefe abnimmt. Vor dem Eindringen in den Eiskörper, also im Bereich des Firnwasserleiters, ist hier, wie bei vielen anderen Bohrungen, ein nochmaliger Anstieg der Geschwindigkeit über eine Strecke von 1-2 m festzustellen. Bei tiefergehenden Bohrungen, z.B. der Bohrung 17 (Abb. 3.33), wird bei Erreichen des Eises die Firnschmelzsonde durch die Eisschmelzsonde ersetzt. Im gesamten Eisbereich sind keine nennenswerten Geschwindigkeitsänderungen mehr zu beobachten, was auf einen insgesamt homogenen Eiskörper hindeutet. Am Gletscheruntergrund kommt die Schmelzsonde rasch zum Stillstand, da Moränenmaterial und Fels ein weiteres Eindringen verhindern. Die Sondenspitzen zeigten dann regelmäßig Spuren von Schmutz und waren verkratzt.

Der Wasserspiegel in der Bohrung fällt im Verlauf der Bohrarbeiten, bedingt durch den Dichteunterschied zwischen Eis und Wasser. Der zweimalige Wasserspiegelanstieg, der in Abb. 3.33 zu erkennen ist, ist auf die nächtlichen Bohrpausen zurückzuführen.

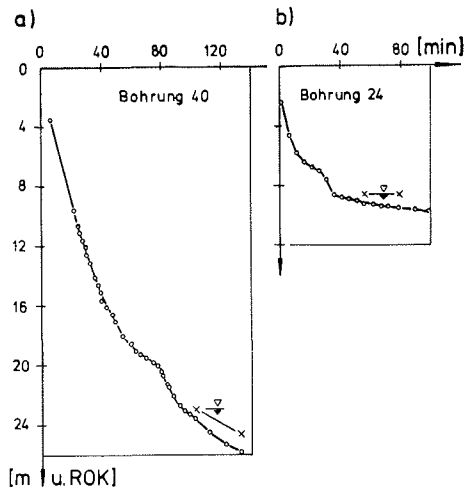


Abb. 3.32: Bohrfortschritt in den Bohrungen 40 und 24. Aufgetragen ist die Bohrtiefe in m unter der verrohrten Bohrlochoberkante (ROK) und die Bohrzeit in min. Die Bohrgeschwindigkeit ist die Steigung des dargestellten Graphs. x: Wasserspiegel in den Bohrungen

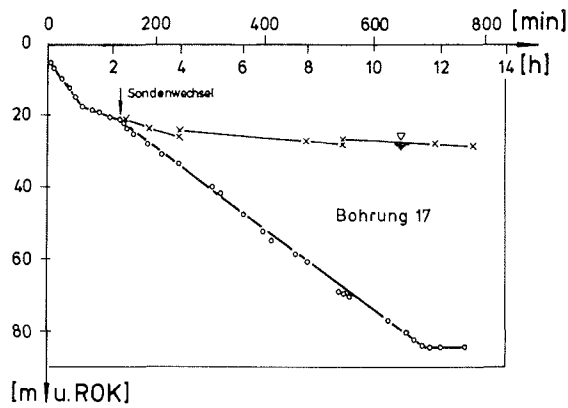


Abb. 3.33: Bohrfortschritt in der Bohrung 17. Aufgetragen ist die Bohrtiefe in m unter der verrohrten Bohrlochoberkante (ROK) und die Bohrzeit in min und h. Die Bohrung wurde im Firn und im Eis mit unterschiedlichen Schmelzsonden abgeteuft. Die Bohrgeschwindigkeit ist die Steigung des dargestellten Graphs. x: Wasserspiegel in der Bohrung

### 3.4.3.2 Die Wasserspiegelganglinien in Firnbohrungen

Das Schnee- und Firnschmelzwasser im Akkumulationsgebiet sickert zuerst durch den wasserungesättigten, porösen Firn. Erreicht das Schmelzwasser die Tiefe, in der sich im Gletscher der Übergang von Firn zu Eis vollzieht, wird der vertikale Sickerweg unterbrochen und das Schmelzwasser staut sich über dem undurchlässigen Eiskörper auf. Deshalb besteht während der Ablationsperiode eine wassergesättigte Firnschicht, der sog. Firnwasserkörper. Abb. 3.34 zeigt eine registrierte Wasserstandsganglinie in der Bohrung I bzw. IV (Abb. 3.30) in den Jahren 1979-1983 im Vergleich mit der Abflußganglinie an der Pegelstation Vernagtbach (OERTER & MOSER, 1982; OERTER et al. 1985). Man erkennt, daß die wassergesättigte Firnschicht mit Beginn der Ablation im Akkumulationsgebiet zu wachsen beginnt. Während der weiteren Ablationsperiode zeigt die Ganglinie starke Schwankungen in Abhängigkeit von der Schmelzwasserproduktion, wobei sich eine maximale Mächtigkeit des Firnwasserkörpers von 4 m ergibt. Am Ende der Ablationsperiode läßt sich der Abfall der Wasserstandsganglinie deutlich verfolgen; während der Wintermonate ist diese Schicht wieder fast völlig ausgetrocknet. Daß sich bis zum Ende des Winters, im Gegensatz zum Beginn des Winters, kaum noch frei bewegliches Schmelzwasser im Firn befindet, machen die Absenk- und Wiederanstiegskurven im Oktober 1979 und April 1981 deutlich. In beiden Fällen war das Bohrloch auf seinen ursprünglichen Durchmesser von 100 mm aufgeschmolzen worden, was eine Wasserspiegelabsenkung von 0,6 bzw. 0,85 m zur Folge hatte. Um diesen Wasserverlust von ca. 7 bzw. 10 l wieder aufzufüllen, dauerte es im Oktober 5 Tage, im April hingegen 20 Tage.

Ein Vergleich der Wasserstandsganglinie mit der Abflußganglinie an der Pegelstation Vernagtbach zeigt, daß die Firnwasserspiegelmaxima den Abflußmaxima mit einer Verzögerung

von 4-5 d folgen. Diese Zeit dürfte der Sickerzeit durch den ungesättigten Firn, an dieser Stelle ca. 20 m mächtig, entsprechen.

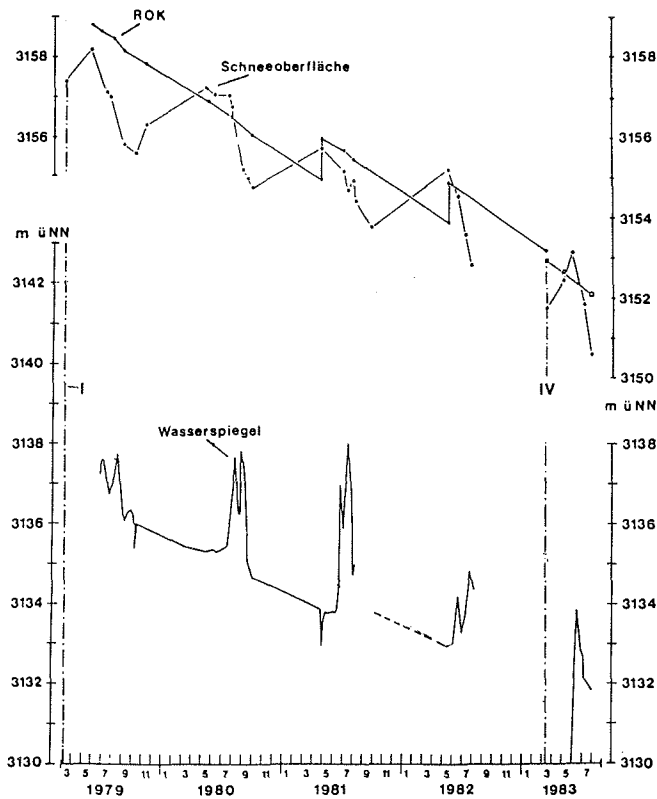


Abb. 3.34: Wasserspiegelganglinie in Bohrung I für 1979-1982 und in Bohrung IV für 1983. Zusätzlich dargestellt sind die Höhenlage der Bohrlochoberkante und der Gletscheroberfläche. Das Bohrloch I wurde im Mai 1979 in den obersten 4 m verrohrt und mit einem Vertikalschreibpegel bestückt. 1981 und 1982 wurde das Rohr jeweils um 1 m verlängert. 1983 wurde das in unmittelbarer Nachbarschaft von Bohrloch I niedergebrachte Bohrloch IV unmittelbar nach Ende der Bohrarbeiten verrohrt und der Vertikalschreibpegel auf dieses umgesetzt.

Um eine Vorstellung über die Verweilzeit des Schmelzwassers im Firnwasserleiter zu erhalten, wurde die Wasserstandsganglinie in den Zeiträumen ohne Schmelzwassereintrag abschnittsweise mit einer Exponentialfunktion der Form

$$H = H_0 e^{-t/K} \quad (3.6)$$

angenähert. Die Zeitkonstante K (Tab. 3.19) ist dabei ein Maß für die mittlere Verweilzeit des Schmelzwassers im Firnwasserleiter, d.h. die Zeit, in welcher die Mächtigkeit auf  $e^{-1}$  abgenommen hat. Für die Zeitkonstante ergibt sich aus den Werten in Tab. 3.19 ein Mittelwert von etwa 13 d.

Datum	Bohrung	H <sub>0</sub> [m]	K [d]	r <sup>2</sup>
04.07.-18.07.79	I	2,90	11,6	0,922
10.08.-16.08.79	I	1,60	11,4	0,970
21.09.-04.09.79	I	0,80	16,4	0,989
25.09.-08.10.79	I	0,80	13,3	0,962
22.06.-02.07.81	I	3,20	17,2	0,989
18.07.-03.08.81	I	4,40	9,3	0,994
10.08.-16.08.79	PO-P12	2,20	10,0	0,995
Mittel			12,7 ±3	

Tab. 3.19: Zeitkonstanten K für die Absenkung des Wasserspiegels in Firnbohrungen während der Zeitabschnitte ohne Schmelzwassereintrag. H<sub>0</sub> ist die Firnwassermächtigkeit am Beginn des Berechnungszeitraumes, r<sup>2</sup> ist der Korrelationskoeffizient für die Anpassung.

Bohrloch I bzw. IV wurde als Beispiel für die Beobachtung der Wasserspiegelschwankungen ausgewählt, da es am längsten kontinuierlich beobachtet werden konnte. Alle anderen Bohrungen, konnten jeweils nur während eines Sommers, manche noch einmal am Ende des darauffolgenden Winters beobachtet werden.

Der Abstand der Firnwasseroberfläche von der Gletscheroberfläche ist von der Firnmächtigkeit und der Neigung der Gletscheroberfläche abhängig. Bei den beiden Querprofilen aus dem Jahr 1977 (Bohrungen Nr. 14 bis 23 und 24 bis 32, Abb. 3.30) ergab sich ein Flurabstand von ca. 20 m bei den höher gelegenen Bohrungen und davon deutlich verschieden ein Flurabstand von ca. 11 m bei den tiefer gelegenen Bohrungen, die bereits im Gebiet der mittleren Gleichgewichtslinie lagen. Daß sich Schmelzwasser unter konkaven Geländeformen sammelt und näher an der Oberfläche steht als an konvexen, wurde von SCHOMMER (1977) festgestellt. Diese Beobachtung läßt sich nur unzureichend mit unseren Messungen belegen.

Aus den Meßdaten in den Bohrungen 35 bis 43 (Abb. 3.30) wurde für eine Fläche von  $300 \times 200 \text{ m}^2$  jeweils die Volumenänderung der wassergesättigten Firnschicht zwischen zwei Meßzeitpunkten und daraus die Änderung der mittleren Firnwassermächtigkeit  $H$  berechnet (Abb. 3.35). Man sieht, daß der Firnwasserleiter mit fortschreitender Schmelzwasserproduktion an Mächtigkeit zunimmt und bei einer Unterbrechung der Schmelzwasserzufuhr wieder rasch an Mächtigkeit verliert.

Aufgrund der Dichtebestimmung an Bohrkernen (s. Abschn. 4.1) muß im Tiefenbereich des Firnwasserleiters bereits eine Dichte von  $0,78 \text{ g/cm}^3$  angenommen werden, was einem Hohlraumanteil von  $n = 0,15$  entspricht. Aus der Mächtigkeitsänderung des Firnwasserleiters und diesem Hohlraumanteil läßt sich die gespeicherte Schmelzwassermenge bestimmen (Tab.



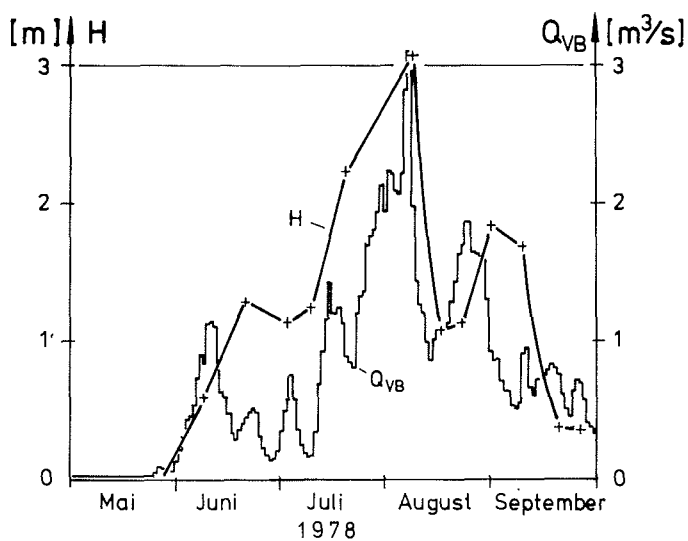


Abb. 3.35: Verlauf der Firnwassermächtigkeit  $H$  in einem Gebiet von  $200 \times 300 \text{ m}^2$  unterhalb des Taschachjochs im Vergleich mit der Abflußganglinie  $Q_{vB}$  an der Pegelstation Vernagtbach.

3.20). Demnach sind z.B. im Zeitraum von 17.8.-1.9.1978  $12 \text{ mm m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  Schmelzwasser gespeichert worden. Das ist die Hälfte der nach dem Energiehaushaltsmodell (s. Abschn. 3.2) für diese Zeit und diesen Höhenbereich berechneten Schmelzwassermenge von  $23 \text{ mm m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Der Rest ist abgeflossen oder im ungesättigten Bereich gespeichert. Die Zunahme des Firnwasserleiters läßt sich also mit dem tatsächlichen Schmelzwasserangebot in Einklang bringen.

Die abgegebene Wassermenge in den Zeiträumen ohne Schmelzwasserproduktion ist nicht quantitativ zu erfassen, da die genaue Kenntnis des wirksamen Hohlraumanteils fehlt. Aus der Grundwasserhydraulik ist bekannt, daß für Lockergesteine bei sehr geringen Durchlässigkeiten der wirksame Hohlraumanteil

$n_e$  wesentlich kleiner wird als der gesamte Hohlraumanteil  $n$ . Tab. 3.20 gibt daher die Abflußmenge aus dem Firnwasserleiter in den entsprechenden Zeiträumen nur für die Grenzwerte  $n_e = n$  und  $n_e = 0,1 n$  an.

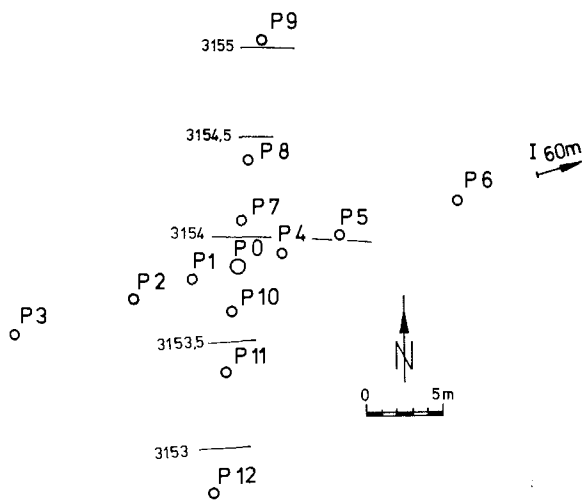
Die bei dem Pumpversuch im August 1979 berechnete geringe Durchlässigkeit von  $k_f = 5 \cdot 10^{-5}$  m/s (s. Abschn. 3.4.2.3) legt die Vermutung nahe, daß sich der Firnwasserleiter zwar über das ganze Firngebiet ausdehnt, jedoch in Abständen von ca. 100 m durch besonders abflußwirksame Drainagen unterbrochen und entwässert wird. Dies könnte auch eine Erklärung für das abweichende Verhalten der Wasserstände in einigen Bohrungen (z.B. Bohrung 40 im Jahr 1978, Abb. 3.30) geben.

Zeitraum	Speicherung		Abfluß	
	für $n = 0,15$		für $n_e = 0,15$	
1978			(für $n_e = 0,015$ )	
	[mm m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]	[mm m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]	[l s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> ]	
27.05.-08.06.	7,5			
08.06.-21.06.	7,9			
21.06.-03.07.			1,8	20,8
			(0,18)	(2,08)
03.07.-10.07.	2,2			
10.07.-20.07.	14,9			
20.07.-09.08.	6,3			
09.08.-17.08.			37,4	432,9
			(3,74)	(43,3)
17.08.-23.08.	1,5			
23.08.-01.09.	10,6			
01.09.-10.09.			2,1	24,8
			(0,21)	(2,48)
10.09.-20.09.			19,4	224,0
			(1,94)	(22,4)

Tab. 3.20: Wasserspeicherung im Firnwasserleiter: Wassermengen, die während Schönwetterperioden zurückgehalten und während Schlechtwetterperioden wieder in das Abflußsystem eingespeist wurden (berechnet für eine Fläche von 200 x 300 m<sup>2</sup> unterhalb des Taschachjochs, Abb. 3.30)

### 3.4.3.3 Die Durchlässigkeit $k_f$ des Firnwasserleiters

Am 1. und 2.8.1979 wurden im Akkumulationsgebiet des Vernagtferners je ein Kurzpumpversuch durchgeführt (OERTER 1981, OERTER & MOSER 1982). In einer Verebnung unterhalb des Taschachjochs wurden um einen Entnahmebrunnen (PO) 12 Beobachtungspegel (P1 bis P12) angeordnet (Abb. 3.36). Die Sohle sämtlicher Bohrungen lag unterhalb der Firn-Eisgrenze, so daß es sich hydraulisch um vollkommene Brunnen handelte. Die Firnwassermächtigkeit betrug 2,5 m am ersten und 2,7 m am zweiten Tag. Abgepumpt wurde mit einer Unterwasserpumpe vom Typ Grundfos SP 2-10.



**Abb. 3.36:** Pumpversuch Vernagtferner 1979: Lage des Entnahmebrunnens PO (Abb. 3.30) und der Beobachtungspegel P1-P12. Die Höhenangaben beziehen sich auf die Gletscheroberfläche.

Am ersten Tag lag die mittlere Fördermenge über eine Zeit von 54 min bei 26,6 l/min, am zweiten Tag über einen Zeitraum von 120 min bei 25,1 l/min. Die geförderte Wassermenge

und den Verlauf der Absenkung im Entnahmebrunnen während des 2. Pumpversuchs zeigt Abb. 3.37. In zwei Beobachtungspegeln wurde die Wasserspiegellage kontinuierlich registriert, in den übrigen in engen Zeitintervallen einzeln gemessen. Es wurde versucht, die erhaltenen Meßdaten unter der Annahme, daß die Strömung im wassergesättigten Firn der Strömung im porösen Medium nach dem Darcyschen Gesetz gleicht, nach üblichen Verfahren der Grundwasserhydraulik (KRUSEMANN & DE RIDDER 1979) auszuwerten. Dabei wurden vier unterschiedliche Verfahren, die den Fall der instationären Strömung in einem ungespannten Leiter ohne verzögerte Schüttung beschreiben, ausgewählt.

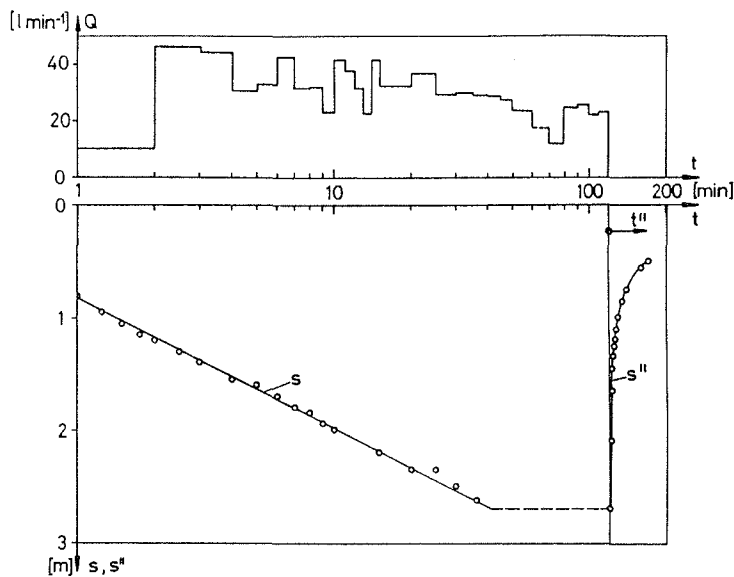


Abb. 3.37: Pumpversuch Vernagtferner 2.8.1979: Geförderte Wassermenge  $Q$ , Absenkung  $s$  und verbleibende Restabsenkung  $s''$  während des Wiederanstiegs (Zeit  $t''$ ). Durch einen Schuttschalter, der die Pumpe vor dem Trockenlaufen schützte, war die maximale Absenkung, die gleichzeitig der Firnwassermächtigkeit  $H$  entsprach, vorgegeben.

Als ein Beispiel für die Auswerteverfahren zeigt Abb. 3.38, ein Diagramm des Wiederanstiegsverfahrens nach Theis, aus dem über die Steigung  $s''$  der dargestellten Geraden die Transmissivität  $k_F H$  des Firnwasserleiters errechnet werden kann.

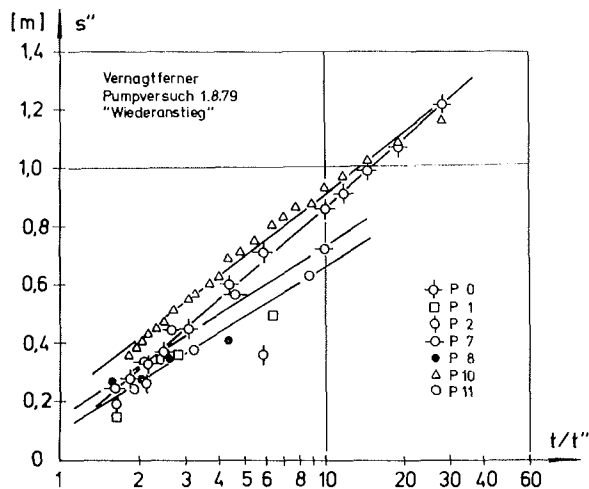


Abb. 3.38: Wiederanstiegsverfahren nach Theis: Beziehung zwischen verbleibender Restabsenkung  $s''$  und der Zeit (Quotient aus der Gesamtzeit  $t$  seit Pumpbeginn und der Zeit seit Pumpende  $t''$ ). Aus der Steigung der Regressionsgeraden wird die Transmissivität  $k_F H$  berechnet.

Die Ergebnisse der vier Auswerteverfahren sind für den Pumpbrunnen P0, die Pegel P1, P7, P10 und die Pegel P2, P8, P11 in Tab. 3.21 zusammengestellt. Für die übrigen Pegel lagen nicht hinreichend viel auswertbare Meßwerte vor. Die in Tab. 3.21 zusammengefaßten Werte gruppieren sich alle gut um den Mittelwert für die Durchlässigkeit  $k_F$  von  $(5,0 \pm 1,1) 10^{-5}$  m/s. Zwischen den Ergebnissen vom 1.8. und 2.8.1979 zeigt sich kein deutlicher, systematischer Unterschied, der auf eine Gefügeänderung im Verlauf dieser beiden Tage schließen ließe.

Datum	Verfahren	PO	P1	P7	P10	P2	P8	P11	Mittel
Durchlässigkeit $k_f$ [m/s] x 10 <sup>-5</sup>									
01.08.79	JACOB		6,1	5,2	4,3	7,1	6,4	6,5	6,0 ±1,0
02.08.79	JACOB		5,5	3,5	3,8	6,6	6,4	5,3	5,2 ±1,3
01.08.79	THEIS		5,0	4,2	4,7	3,4	5,0	3,8	4,3 ±0,7
02.08.79	THEIS		4,2	2,9	3,2	6,5	5,1	4,4	4,4 ±1,3
01.08.79	Anstieg	4,5	6,1	5,4	4,6	5,7			5,2 ±0,8
02.08.79	Anstieg	5,3	5,4	6,3	5,4	5,2			5,5 ±0,4
02.08.79	HANTUSH			2,8	4,1				3,4 ±0,9
Gesamtmittel: $k_f = 5,1 \pm 1,1$									

Tab. 3.21: Durchlässigkeit  $k_f$  des Firnwasserleiters, errechnet aus Pumpversuchsdaten am 1.8. und 2.8.1979 am Vernagtferner. Die genannten Verfahren sind bei KRUSEMAN & DE RIDDER (1979) beschrieben.

Die hier berechnete Durchlässigkeit stimmt gut mit Literaturwerten überein. SCHOMMER (1978) errechnet aus einem Pumpversuch am Aletschgletscher einen  $k_f$ -Wert von  $1,2 \cdot 10^{-4}$  m/s und bei BEHRENS et al. (1979) wird aus einem Tracerversuch in einem Firnschacht am Kesselwandferner ein  $k_f$ -Wert von  $3,0 \cdot 10^{-5}$  m/s erhalten (s. Abschn. 1.3).

#### 3.4.4 Fließzeiten des Schmelzwassers im Einzugsgebiet (Tracerversuche)

Im Einzugsgebiet der Pegelstation wurden in den Jahren 1974-1985 mehrfach Markierungsversuche mit Hilfe von Fluoreszenzfarbstoffen durchgeführt. Mit dieser Methode wurden im Gletschervorfeld Fließzeiten des Bachwassers zwischen 0,4 und 0,8 m/s gemessen sowie die Abflüßmengen in einzelnen Bächen bestimmt. Im firnbedeckten Bereich des Gletschers wurden im

Anschluß an Farbauslegungen an der Gletscheroberfläche und Tracerinjektionen in den Firnwasserleiter, je nach Witterung und Lage des Markierungspunktes, auf der bis zu 3 km langen Fließstrecke Fließzeiten zwischen 0,45 und 22 d gemessen. Für die Durchsickerung der ca. 20 m mächtigen Firnschicht wurde eine Sickergeschwindigkeit von 4 m/d abgeschätzt. Aus den relativ kurzen Fließzeiten des Schmelzwassers läßt sich ferner ableiten, daß das Schmelzwasser noch innerhalb des Firngebietes in ein gut ausgebildetes intra- und subglaziales Entwässerungssystem einmündet. Die Ergebnisse aller Markierungsversuche sind bei BEHRENS et al. (1982a und b) zusammengestellt.

#### 3.4.4.1 Tracerversuche zum Abflußverhalten im Gletschervorfeld

Eine Zusammenstellung der in den Jahren 1974-1982 durchgeführten Tracerversuche zum Abfluß im Gletschervorfeld gibt Tab. 3.22, die Angaben über das Datum der Versuchsdurchführung, den Ort der Tracereingabe und der Probennahme (Abb. 3.39), die Eingabeart (momentane oder kontinuierliche Eingabe) sowie Art und Menge des verwendeten Tracers enthält. Ebenso sind die Ziele der jeweiligen Versuche angegeben, wobei aus einem Markierungsversuch oft mehrere Aussagen abgeleitet werden können. Die Messung der Tracerkonzentrationen erfolgte vorwiegend an den entnommenen Proben im Labor. Insbesondere bei gleichzeitiger Verwendung mehrerer Tracer sind spektralfluorimetrische Messungen vorteilhaft (BEHRENS 1971, 1973). Es können aber auch Tracerkonzentrationsmessungen unmittelbar im Feld vorgenommen werden, wofür allerdings nur einfache Filterfluorimetrie-Verfahren mit eingeschränkter Aussagekraft infrage kommen.

Abb. 3.40 gibt zwei Beispiele für die Konzentration-Zeit-Verteilung des Tracers im Abfluß nach einer momentanen Indikatoreingabe in den Gletschermittelbach, und zwar einmal

Jahr	1974	1974	1975	1975	1975	1975	1976	1982
lfd.Nr.	1	2,3 4 5	6	7	8	9	10,11	12,13
Datum	26./27.7.	6.6. 7.6. 23.9.	22.7.	22.7.	24./25.7.	26.7.	23.7.	11.,12.8.
Ort der Tracer-eingabe	J 1	J 1	J 1	200 m oberhalb S 4	J 1	J 3	J 2	J 1
Eingabe-art	kontin.	momentan	kontin.	momentan	kontin.		momentan	
Ort der Proben-nahme	S 1	S 1	Pst.Vb,S 2 S 3, S 4	S 4	Pst.Vb	S 7, Pst.Vb	S 5, S 6 Pst.Vb	Vent/RA
Tracer	Rhodamin WT (20%)	Sulforhodamin G	Rhodamin WT (20%)	Sulforhoda-min G	Rhodamin WT (20%)	Sulforhodamin G		Uranin, Rhodamin B
Tracer-dosierung	0,1 ml/s	-	0,1 ml/s	25 g	0,1 ml/s	100 g	je 10 g	100 g
Ziel des Experi-ments	Abflußmessung		Abflußmessung Fließzeiten, Abflußanteile	Abflußmessung Vergleich kurze und lange Fließstrecken des Tracers	Abfluß- messung	Fließweg, Fließzeit	Abfluß- messung, Fließzeit Abflußan- teile	Fließzeit

- 164 -

Tab. 3.22: Abflußmessung im Vorfeld des Vernagtferners: Daten zu den Markierungsversuchen in den Jahren 1974-1976. Zur Lage der Eingabestellen E1 - E3 und der Probennahmestellen P1 - P7 (s. Abb. 3.40) Probennahmestelle P4 lag an der Brücke über den Vernagtbach oberhalb seiner Mündung in die Rofenache.  
Pst. VB = Pegelstation Vernagtbach, kontin. = kontinuierlich



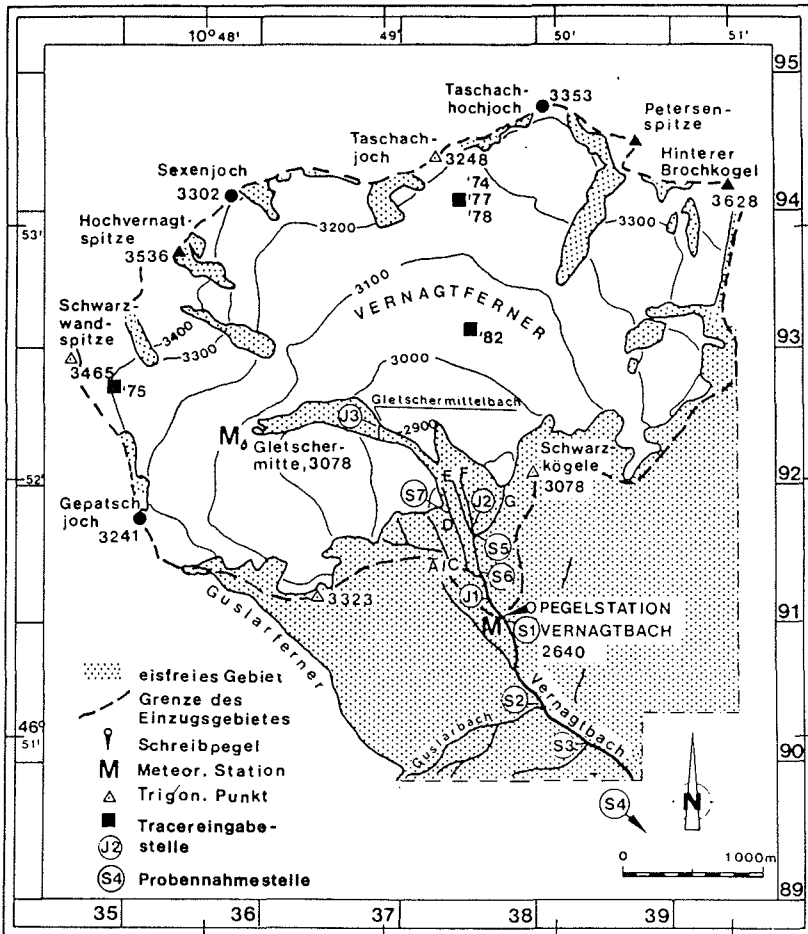


Abb. 3.39: Lageplan des Untersuchungsgebietes Vernagtferner mit der Lage der Markierungsstellen auf dem Gletscher (schwarze Quadrate) und im Gletschervorfeld (J1 bis J3) sowie den Probennahmestellen (S1-S7). Die Probennahmestelle S4 liegt nahe der Mündung des Vernagtbachs in die Rofenache. Die Buchstaben A/C, D bis G bezeichnen Bäche im Gletschervorfeld.

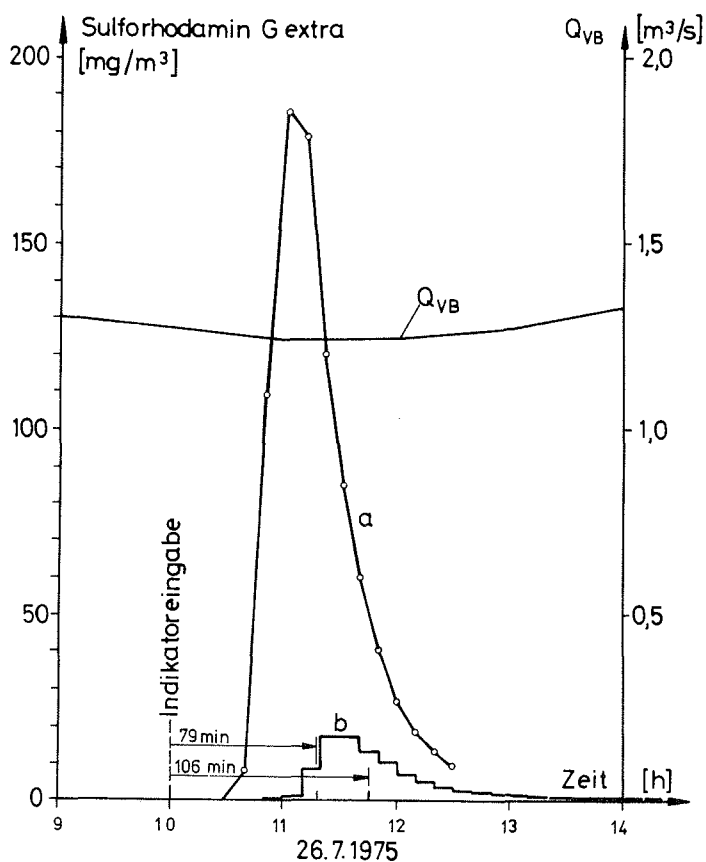


Abb. 3.40: Markierung des Gletschermittelbachs am 26.7.1975. Konzentrations-Zeit-Verteilungen des Tracers an der Probennahmestelle P7 (a) und an der Pegelstation Vernagtbach (b). Die aus der Lage des Schwerpunktes der Konzentration-Zeit-Verteilung berechneten Fließzeiten sind in die Abb. eingetragen.

erstellt aus Einzelproben, genommen an der Probennahmestelle P 7, und zum anderen aus Sammelproben, gewonnen an der Pegelstation Vernagtbach, über jeweils 10 min Probennahmezeit.

Da sich der Abfluß ( $Q_{VB}$ ) im Beobachtungszeitraum nur wenig geändert hat, kann die Konzentrationsänderung mit der Änderung der Tracerfracht gleichgesetzt werden. Die mittlere Fließzeit des Tracers von der Eingabestelle E3 bis zur Pegelstation betrug ca. 79 min, von der Probennahmestelle P7 bis zur Pegelstation ca. 27 min. Für die weitere Fließstrecke des Vernagtbachs bis zur Mündung in die Rofenache sind die mittleren Fließzeiten in Tab. 3.23 zusammengestellt. Es ergibt sich eine mittlere Fließgeschwindigkeit (Quotient aus Bachlänge und Fließzeit) von rund 50 m/min für den Abfluß im Gletschervorfeld. Das bedeutet, daß man (bei gleichem Abfluß) mit einer mittleren Fließzeit des Schmelzwassers nach Verlassen des Gletschers bis zur Pegelstation (mittlere Entfernung 1,3 km) von etwa 0,5 h rechnen kann, bei höheren Abflüssen mit etwas kürzeren Fließzeiten. Der subglaziale Abfluß erfolgte langsamer, wie die Ergebnisse der Markierung im Gletschermittelbach zeigten. Extrapoliert man auf die Fläche des im Sommer ausgeparten Eisgebietes, so sollte die Fließzeit des Schmelzwassers in den subglazialen Gerinnen 2 h nicht übersteigen.

Markierungsversuche wurden auch durchgeführt, um die Abflußanteile im Vernagtbach, die aus verschiedenen Einzugsbereichen stammen, zu erfassen. Diese Markierungen fanden 1975 und 1976 jeweils zu Zeiten mit abfallender Abflußganglinie, d.h. zu Zeiten ohne nennenswerte aktuelle Schmelzwasserproduktion auf dem Gletscher, statt. Setzt man den Abfluß an der am tiefsten gelegenen Meßstelle P4 zu 100 %, so ergibt sich für den 22.7.1975 um 13:00 Uhr MEZ folgende Zusammensetzung: 52 % stammen aus dem Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach (mit Vernagtferner), 6 % fließen dem Vernagtbach zwischen Pegelstation und Guslarbach zu; der Guslarbach (mit dem Hauptteil des Guslarferners) trägt mit 20 % zum Gesamt-abfluß bei und weitere 22 % stammen aus dem restlichen Ein-

Ort	Höhe [m ü.NN]	Entfernung von der Pegelsta- tion [m]	mittleres Gefälle [%]	Fließzeit [min]	mittlere Fließge- schwindigk. [m/s]	Abfluß Q <sub>VB</sub> [m <sup>3</sup> /s]
J 3 (Felsstufe)	2950	2100	15	79	0,45	1,25
S 7 (nahe Gletscher- zunge)	2730	900	10	27	0,55	1,25
Pegelstation	2640	-	-	-	-	-
S 2 (Guslarbach)	2550	650	14	13	0,83	1,5
S 3	2500	1050	13	18	0,97	1,5
S 4 (nahe Rofenache)	2130	3000	17	63	0,80	1,5
Vent/ Rofenache	1904	8000	9	96 81	1,38 1,63	2,91 4,91

Tab. 3.23: Fließzeiten bis zur bzw. ab der Pegelstation Vernagtbach in Bächen des Gletschervorfeldes bzw. im Vernagtbach. (Die Höhen- und Entfernungsangaben wurden der Karte 1:10 000 bzw. 1:25 000 entnommen.) Zur Lage der bezeichneten Punkte s. Abb. 3.40  
Q<sub>VB</sub> = Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach während des Markierungsversuchs

zugsgebiet des Vernagtbachs. Für das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach erkennt man aus Tab. 3.24, daß die westlichen Zuflüsse A/C und D 40 % des Gesamtabflusses, der östliche Zufluß G 47 % und die in der Mitte gelegenen Bäche E und F 13 % zum Abfluß am 23.7.1976 beigetragen haben.

Der Vergleich der Indikatorkonzentrationen in Abb. 3.40 zeigt, daß der Abfluß im Bach D etwa 10 % des Abflusses an der Pegelstation ausmacht.

Probennahme- stelle	Uhrzeit [MEZ]	Abfluß [m <sup>3</sup> /s]
S 5	10:30	0,24
	16:10	0,26
S 6	10:30	1,12
	16:15	1,13
Pegelstation Vernagtbach	10.45	1,88
	16:30	1,97

Tab. 3.24: Abflußmessung im Vorfeld des Vernagtferners am 23.07.1975.

#### 3.4.4.2 Markierungsversuche im Firngebiet

##### 3.4.4.2.1 Versuchsdurchführung

Die in den Jahren 1974-1978 durchgeführten Markierungsversuche im Firngebiet des Vernagtferners sind in Tab. 3.25 zusammengestellt. Die Markierung 1974 war eine Farbauslegung an der Gletscheroberfläche in einer Verebnung unterhalb des Taschachjochs im nördlichen Gletscherbereich. 1975 wurde eine weitere Markierung im westlichen Teil des Gletschers unterhalb des Schwarzwandjochs vorgenommen. Da während der Auslegungszeit intensive Sonneneinstrahlung zu verzeichnen war, konnte infolge reichlichen Schmelzwasseranfalls ein relativ rasches Einsickern des Farbstoffs in den Schnee beobachtet werden. Beim Markierungsversuch 1977 wurde, wiederum in der Verebnung unterhalb des Taschachjochs, der Tracer über 4 Bohrungen in den Firnwasserleiter eingegeben. Die Bohrungen waren zwischen 19,5 und 25 m tief. Der Wasserspiegel lag nach Fertigstellung der Bohrungen, kurz vor der Tracereingabe, zwischen 19,3 und 22,7 m unter der als Bezugspunkt dienenden Rohroberkante.

Jahr	1974	1975	1977	1978	1982	
Ort der Markierung	Taschachjoch	Schwarzwandsp.	Taschachjoch		nahe Firnlinie	
Meereshöhe der Markierungsstelle [m üNN]	3180	3300	3170		3050	
Art der Markierung	Farbauslegung		Tracereingabe Bohrloch		Farbauslegung	
Tracer	Uranin	Eosin	Uranin	Uranin	Rhoda-min B	Uranin Rhoda-min B
Tracermenge	20	20	5	4	9	2 5
Markierungsdatum	27.7.	11.7.	4.6.	9.8.		12.8.
Zeit bis:						
1. Nachweis/ l. Maximum	[d] 7	3	17	2	16	0,45 0,8
Hälfte der ausgebrachten Tracermenge	[d] 12	6	21	7	22	1,4 1,25
	[d] 15	8	40	11	32	2,5 5,5
ausgebrachte Tracermenge	[%] 10-15	40	20	80	5	70 12
maximale Tracerfracht	[mg/s] 3	24	0,6	6	0,6	18 5

Tab. 3.25: Vergleich der Markierungsversuche im Akkumulationsgebiet des Vernagtferners in den Jahren 1974-1982. Zur Lage der Markierungsstellen s. Abb. 3.39. Die Zeitangabe bezüglich des 1. Maximums für 1982 bezieht sich auf das absolute Maximum der Tracerfracht (Abb. 9).

An etwa der gleichen Stelle wurde 1978 der Tracer Uranin in zwei Bohrungen (Bohrtiefe ca. 18 m, Wasserspiegel bei ca. 17 m unter Rohroberkante) eingegeben und gleichzeitig, etwa 50 m entfernt, der Tracer Rhodamin B über etwa  $10 \times 10 \text{ m}^2$  an der Oberfläche annähernd gleichmäßig vergossen. Noch während der Farbauslegung setzte leichter Schneefall ein; im Laufe der Nacht wurde der Farbpfleck ganz eingeschneit.

1982 wurde eine Stelle im tiefer gelegenen Firngebiet, etwa 100 m oberhalb der Firnlinie ausgewählt, um gleichzeitig zwei verschiedene Tracer, Rhodamin B und Uranin, auszulegen. Uranin war besser in Wasser gelöst als Rhodamin B und sickerte sehr schnell in den Firn ein, während größere Klumpen des Rhodamin B an der Oberfläche liegen blieben und so über mehrere Tage sichtbar waren.

#### 3.4.4.2.2 Die Tracerdurchgangskurven

1974 konnte der Tracer Uranin erstmals 7 Tage nach der Farbauslegung am Taschachjoch an der Pegelstation nachgewiesen werden (Abb. 3.41). Das Maximum der Tracerfracht passierte die Pegelstelle nach weiteren 5 Tagen. Da die Probennahme nach dem 15.8. unterbrochen war, kann die im Beobachtungszeitraum ausgebrachte Tracermenge nur grob geschätzt werden. Sie beträgt ca. 2-3 kg, entsprechend 10-15 % der ausgelegten Tracermenge.

1975 war der Indikator im Gletscherabfluß an der Pegelstation bereits am dritten Tag nach der Farbauslegung unterhalb der Schwarzwandspitze nachweisbar (Abb. 3.41). Nach weiteren 3 d wurde ein erstes Maximum der Tracerfracht beobachtet. 5 d nach dem ersten Nachweis begann die Tracerfracht bereits

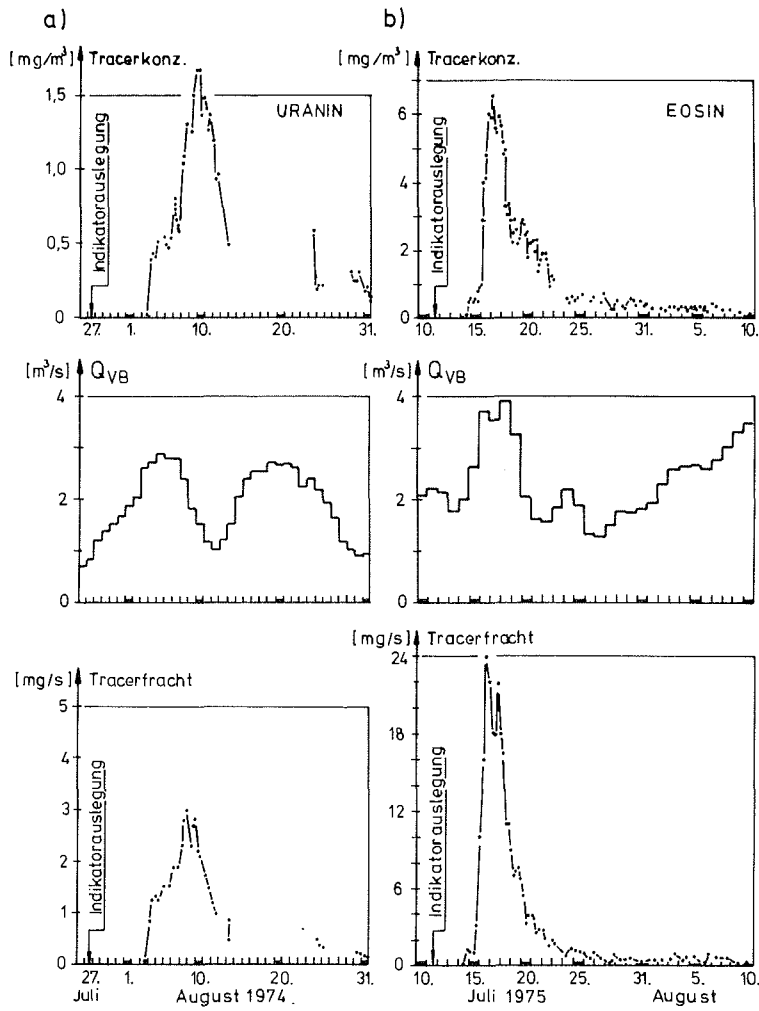


Abb. 3.41: Ganglinien der Tracerkonzentrationen, des Abflusses (Tagesmittel) und der Tracerfracht an der Pegelstation Vernagtbach für die Farbauslegung im Jahr 1974 (a) unterhalb des Taschachjochs und 1975 (b) unterhalb der Schwarzwandspitze.



wieder stark abzufallen. Ab dem 22.8. sanken die Eosinkonzentrationen unter die Nachweisgrenze. Eine Bilanz des wieder ausgebrachten Indikators ergibt bis zu diesem Zeitpunkt eine Indikatorausbringung von 7,5-8 kg, entsprechend 37,5-40 %.

1977 wird die Ganglinie der Tracerfracht (Abb. 3.42) durch zwei Maxima charakterisiert. Das erste Maximum tritt 4 d nach dem ersten Tracernachweis, insgesamt 21 d nach der Tracereingabe in die Bohrungen auf. Der zweite Anstieg in der Tracerfracht setzt mit einer Verzögerung von 4 d nach einem deutlichen Anstieg der Wasserführung ein und führt nach weiteren 5 Tagen zu einem zweiten Maximum.

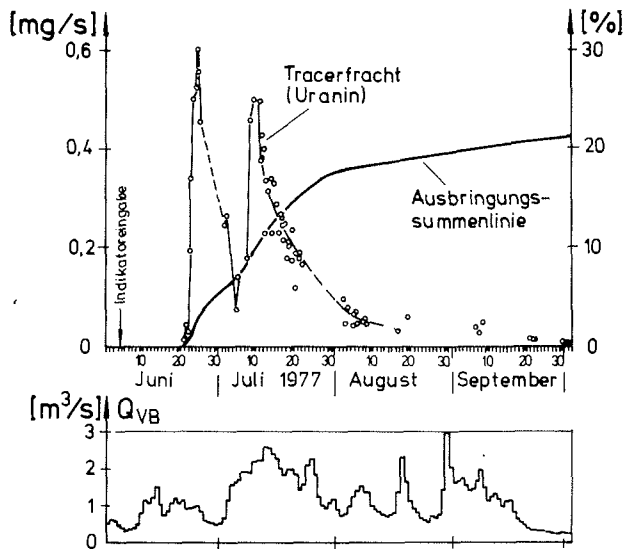


Abb. 3.42: Markierungsversuch Vernagtferner 1977: Ganglinie der Tracerfracht, Summenlinie der ausgebrachten Tracermenge nach der Tracereingabe in Bohrungen unterhalb des Taschachjochs sowie im Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach.

1978 zeigt die Ganglinie der Tracerfracht für den Farbstoff Uranin (Tracereingabe in ein Bohrloch) 7 d nach der Tracereingabe ein deutliches Maximum (Abb. 3.43). Dieser Hauptpeak der Tracerfracht läßt sich nicht mit einem Maximum der Schmelzwasserproduktion bzw. des Abflusses korrelieren.

Er liegt vielmehr mit seinem ansteigenden Ast zeitgleich mit dem starken Abfall der Wasserführung und dem Abbau des Firnwasserkörpers (OERTER et al. 1981). Dies bestätigt, daß in dieser Zeit ohne Schmelzwasserproduktion an der Gletscheroberfläche dennoch ein Abfluß im Innern des Gletschers stattfindet, der einen Abbau des Firnwasserkörpers durch ein Auslaufen zur Folge hat. Die Ganglinie der Tracerfracht zeigt einen weiteren Peak vom 24.9.-28.9.1978, bei dem die Tracerfracht jedoch nur 1/10 des Hauptpeaks beträgt. Bei diesem Markierungsversuch wurde eine sehr hohe Tracerausbringung von 81 % erreicht.

Die Ganglinie der Tracerfracht für den Farbstoff Rhodamin B nach einer Farbauslegung an der Gletscheroberfläche zeigt keinen signifikanten Peak. Nach der Farbauslegung war der Farbfleck eingeschneit und die Ablation im Bereich der Farbauslegung durch schlechtes Wetter für mindestens 7 d unterbrochen worden. Nimmt man den 16.8.1978 (1 d nach dem Abflußminimum) als Wiederbeginn der Ablation im Akkumulationsgebiet und somit als Beginn für die Einsickerung des Schmelzwassers, so verging bis zum ersten Eintreffen des Farbstoffes an der Pegelstation Vernagtbach 8 d, davon entfallen mindestens 3 d auf den Weg nach Erreichen des Firnwasserkörpers (vgl. Ganglinie Tracerfracht Uranin), und es verbleiben weitere 5 d für den Sickerweg durch den ca. 20 m mächtigen wasserungesättigten Firn. Dies entspricht einer Sickergeschwindigkeit (Abstandsgeschwindigkeit) von etwa 4 m/d.

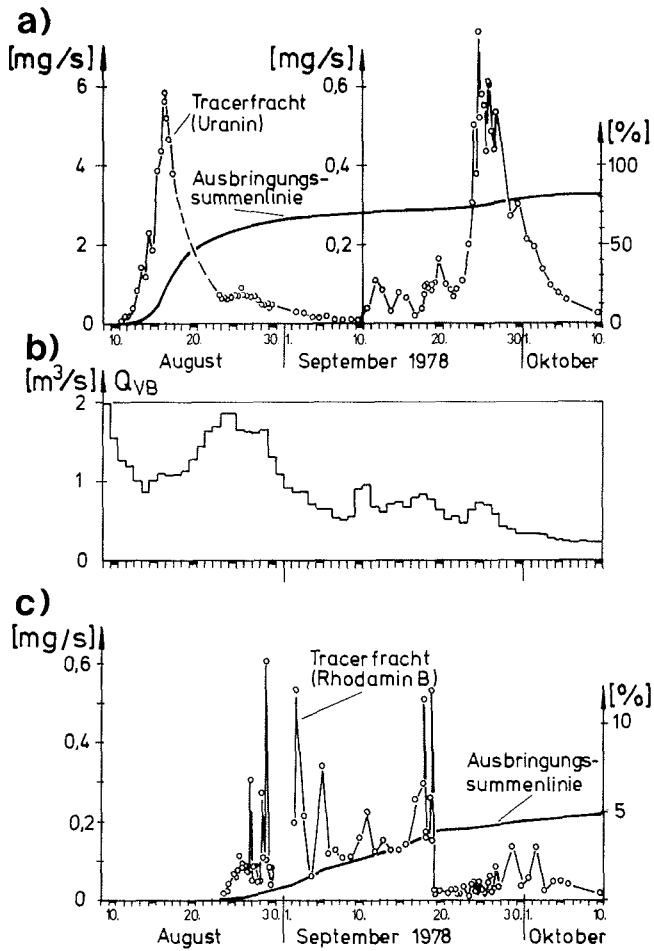


Abb. 3.43: Markierungsversuch Vernagtferner 1978: Ganglinien der Tracerfracht und Summenlinie der ausgebrachten Tracermenge nach der Tracereingabe in ein Bohrloch (a) und der Farbauslegung an der Gletscheroberfläche (c) sowie Abflußganglinie an der Pegelstation Vernagtbach (b).

1982 konnte man einen Tag nach der Farbauslegung grün und rot gefärbtes Schmelzwasser entlang der Firnlinien, vergleichbar einer Linienquelle, ausfließen sehen. Der Abfluß des Schmelzwassers in kleinen Rinnsalen auf der Gletscheroberfläche war in südlicher Richtung über eine Entfernung von ungefähr 400 m klar zu verfolgen. Abb. 3.44 zeigt die Ganglinien der Tracerfrachten und des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach sowie die Summenlinie der abgeflossenen Tracermenge. Es fällt auf, daß sich die Frachtkurven für Uranin und Rhodamin zwar synchron verhalten, jedoch in ihren Beträgen von einander abweichen. Die Frachtwerte für Rhodamin liegen trotz der 2,5fachen ausgelegten Tracermenge bis zu einer Größenordnung unter denen des Uranin. Entsprechend unterschiedlich sind auch die wieder gewonnenen Tracermengen, für Uranin 75 % und für Rhodamin nur 12 %. Länger nachweisbar blieb der Tracer Rhodamin. Die geringen Rhodaminfrachten dürften auf die schlechte Löslichkeit dieses Tracers, auf Verluste durch Lichteinwirkung und auf Adsorption im Firn zurückzuführen sein. Die zeitliche Lage des Schwerpunktes der Tracerfrachtkurven errechnet sich in den ersten 25 d seit der Farbauslegung für das Uranin zu 2,5 d und für das Rhodamin zu 5,5 d. Betrachtet man den zeitlichen Verlauf der Tracerfracht (Abb. 3.44b), so sieht man, daß in der Regel das Minimum zwischen 7 und 8 Uhr MEZ erreicht wird. Der Anstieg erfolgt dann zeitgleich mit dem Abflußanstieg, führt jedoch bei Uranin bereits gegen 10 Uhr MEZ zu einem Maximum. Bei Rhodamin sind die Peaks breiter, und die Maxima fallen daher mit denen des Abflusses zusammen. Es scheint, als ob der Tracertransport mit dem Schmelzwasserabfluß auf der Eisoberfläche über Nacht zum Erliegen kommt und sich dann die weiter aus dem Firn aussickernde Farbe im Bereich der Firnlinie aufstaut und erst mit Einsetzen der Ablation in den Vormittagsstunden des nächsten Tages schubartig zum Abfluß gelangt. Außer den beschriebenen tageszeitlichen Schwankun-

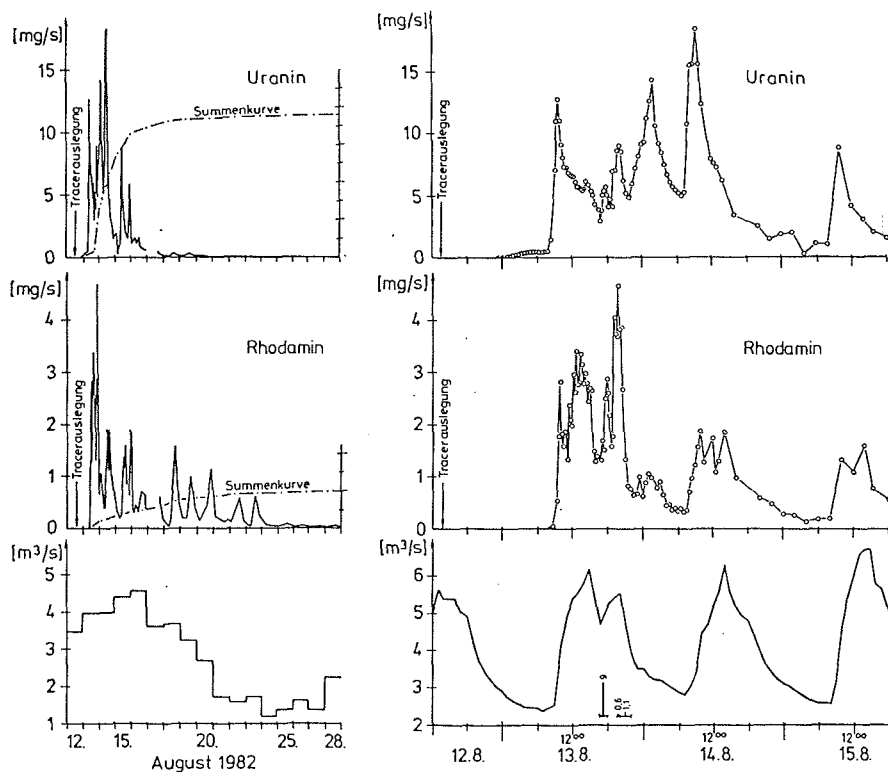


Abb. 3.44: Markierungsversuch Vernagtferner 1982: Ganglinien und Summenkurven der Tracerfracht im Vergleich mit der Abflußganglinie an der Pegelstation Vernagtbach in der Zeit 12.-28.8.1982 (a) und, mit größerer zeitlicher Auflösung während der ersten vier Tage nach der Tracereingabe (b). Die Stunden mit Niederschlag am 13.8. sind durch horizontale, die Niederschlagshöhe durch vertikale Striche gekennzeichnet (die Zahlenangaben sind mm Niederschlagshöhe). Die gestrichelte Linie gibt näherungsweise den Abfluß ohne Regenereignis wieder.

gen zeigen beide Frachtkurven sowie die Abflußkurve weitere markante Spitzen in der Nacht vom 13./14.8., die durch Regenereignisse (Abb. 3.44 unten) verursacht wurden. Man kann sicher davon ausgehen, daß der Regenabfluß den am Abend im Bereich der Firnlinie und auf der Eisoberfläche befindlichen Tracer aufgenommen hat (1. und 2. Spitze) und der Regen eine Farbstoffversickerung im Firn erneut aktiviert hat (3. Spitze). Mit Niederschlagsende kommt auch der Niederschlagsabfluß auf der Eisoberfläche wieder rasch zum Stillstand. Die Tracerfracht erreicht ein Minimum und steigt erst am nächsten Morgen erneut an. Während dieses Regenereignisses sind die Werte der Tracerfracht ebenfalls sehr unterschiedlich und nur die zeitliche Abfolge ist übereinstimmend.

#### 3.4.4.2.3 Diskussion der Markierungsversuche

Der Vergleich der Ergebnisse der 5 Markierungsversuche im Firngebiet (Tab. 3.25) zeigt kein einheitliches Bild und kann nur mit Kenntnis der Ablationsverhältnisse in den einzelnen Jahren interpretiert werden. Sämtliche Markierungsstellen (Abb. 3.39) sind etwa 3,5 km Luftlinie von der Pegelstation Vernagtbach entfernt, d.h. das Schmelzwasser hat von der Schwarzwandspitze und dem Taschachjoch jeweils etwa 2,2 km im Gletscher und 1,3 km im Gletschervorfeld zurückzulegen.

Die größte Ähnlichkeit weisen die Ergebnisse der Farbauslegung von 1975 und der Tracereingabe in eine Bohrung von 1978 auf. An der Stelle der Farbauslegung unterhalb der Schwarzwandspitze ist die Firnschicht nur einige Meter mächtig, wodurch dort auch nur ein geringer Sickerweg zurückzulegen war und das Fließverhalten fast dem nach einer direkten Tracereingabe in den Firnwasserkörper entspricht. Wegen der geringen Firnüberdeckung ist dieser Markierungsversuch an der Schwarzwandspitze nicht mit den anderen Farbauslegungen an der Gletscheroberfläche vergleichbar.

Den beiden Farbauslegungen am Taschachjoch ist die geringe Tracerfracht und die niedrige Ausbringungsrate gemeinsam, wobei beides durch den langen vertikalen Sickerweg im wasserengesättigten Firn verursacht ist. Die Farbauslegung 1974 wurde am Beginn eines Anstiegs der Wasserführung an der Pegelstation Vernagtbach, d.h. bei Ablation im Akkumulationsgebiet vorgenommen. Es vergingen kaum 7 Tage bis zum ersten Eintreffen des Tracers an der Pegelstation Vernagtbach und weitere 5 d bis zum Durchgang des Maximums. Diese Zeiten decken sich mit den Zeiten der Farbauslegung 1978 unter Berücksichtigung der Ablationsverhältnisse; damals war der erste Tracernachweis 8 Tage nach Wiederbeginn der Ablation und das Tracermaximum dann nach weiteren 6 d erfolgt.

Die Ergebnisse nach der Tracereingabe in eine Bohrung im Jahr 1977 sind am schlechtesten mit den anderen Versuchen vergleichbar. Dies ist sicherlich durch die besonderen Ablationsverhältnisse des Sommers 1977 bedingt. Dabei ist es denkbar, daß sich der im Frühsommer, vor einer Ablationsphase eingegebene Farbstoff in den Eingabeborungen abgesetzt und/oder sich, weil der Firnwasserkörper noch nicht ausgebildet war, im Firn soweit verdünnt und abgelagert hat, daß er nicht mehr als geschlossene Tracerwolke den Gletscher durchfloß.

Diese Markierungsversuche zeigen, daß das Schmelzwasser innerhalb weniger Tage aus dem Firngebiet bis zur Pegelstation abfließen kann. Für die Durchsickerung des wasserengesättigten Firns kann im Gebiet unterhalb des Taschachjochs (Firnmächtigkeit ca. 20 m) eine Fließgeschwindigkeit von ca. 4 m/d angesetzt werden. Diese Fließgeschwindigkeit stimmt mit der Fließgeschwindigkeit von 4,5-5 m/d überein, die aus den Veränderungen der Firnwasseroberfläche abgeleitet wurde (s. Abschn. 3.4.2).

Geht man von einer mittleren Fließzeit von 12 d für den Weg von der Gletscheroberfläche (unterhalb Taschachjoch) bis zur Pegelstation Vernagtbach aus, so entfallen 7 d auf die Fließstrecke vom Erreichen des Firnwasserkörpers bis zur Pegelstation. Nimmt man in erster Näherung an, daß das Schmelzwasser das zusammenhängende intraglaziale Abflusssystem bis zur Pegelstation Vernagtbach in mehreren Stunden durchläuft, dann können für den Abfluß im Firnwasserleiter die 7 d angenähert als mittlere Fließzeit veranschlagt werden. Welche Strecke das Schmelzwasser innerhalb dieser Zeit im Firnwasserleiter durchfließen kann, läßt sich mit der Abstandsgeschwindigkeit berechnen. Bei einer Abstandsgeschwindigkeit von 6 m/d (s. Abschn. 3.4.3) kann das Schmelzwasser in 7 d eine Strecke von 42 m zurückgelegt haben. Diese Strecke erscheint sehr kurz, steht aber in Einklang mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen (s. Abschn. 3.4.3), nach denen der Firnwasserleiter in Abständen zwischen 50 und 90 m entwässert werden muß. Auch bei der Auswertung von Markierungsversuchen am Aletschgletscher (LANG et al. 1979) und am Hintereisferner (AMBACH et al. 1974, BEHRENS et al. 1976) ergaben sich sehr kurze Fließstrecken im Firnwasserleiter.

#### 3.4.5 Separation der Abflußkomponenten mit Hilfe der $^2\text{H}$ -, $^{18}\text{O}$ - und $^3\text{H}$ -Gehalte und der elektrolytischen Leitfähigkeit

Der Gehalt an den natürlichen Umweltisotopen  $^3\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  bzw.  $^2\text{H}$  im Gletscherabfluß sowie die elektrolytische Leitfähigkeit des Bachwassers bieten die Möglichkeit, den Abfluß in die Komponenten Eisschmelzwasser, Schneeschmelzwasser sowie Grundwasser aufzugliedern. Hierzu geht man davon aus, daß das Gletschereis und demzufolge das Eisschmelzwasser ( $Q_1$ ), frei ist von "Bombentritium", das von 1953-1963 in



die Atmosphäre gelangte, während die Schneeschichten und das Schneeschmelzwasser (wie auch das Grundwasser) den  $^3\text{H}$ -Gehalt der Niederschläge aus jüngerer Zeit aufweisen (s. Abschn. 1.3). Das Schneeschmelzwasser kann durch seinen  $^{18}\text{O}$ - bzw.  $^2\text{H}$ -Gehalt unterschieden werden: Dem direkt abfließenden Anteil des Schneeschmelzwassers ( $Q_2$ ) wird ein dem  $^{18}\text{O}$ -Gehalt an der Schneeoberfläche entsprechender  $^{18}\text{O}$ -Gehalt zugeordnet. Der länger im Gletscher gespeicherte Anteil des Schneeschmelzwassers ( $Q_3$ ) verändert durch Mischungs- und Austauschvorgänge seinen ursprünglichen Isotopengehalt und nimmt einen einheitlichen Wert an, der sich im Abfluß in Niederwasserzeiten, wie z.B. im Spätherbst, wiederfindet. Die elektrolytische Leitfähigkeit des Grundwassers ( $Q_4$ ) wurde durch Beprobung der vereinzelt vorkommenden Quellen bestimmt. Ergebnisse solcher Untersuchungen finden sich bei BEHRENS et al. (1979) und bei OERTER et al. (1980b) und in zusammenfassenden Artikeln, z.B. MOSER & STICHLER (1980) und STICHLER et al. (1982); sie werden im folgenden auszugsweise wiedergegeben.

Abb. 3.45 zeigt die im Sommer 1978 vom 16.8.-15.10 an der Pegelstation Vernagtbach gemessenen  $^{18}\text{O}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalte sowie die elektrolytische Leitfähigkeit des Bachwassers. Zur Berechnung der Abflußkomponenten wurden folgende Mischungsgleichungen und Isotopen- bzw. Leitfähigkeitswerte verwendet:

a) für den Anteil an Eisschmelzwasser  $Q_1$ :

$$Q_1 a_1 + (Q_2 + Q_3 + Q_4) a_{2,3,4} = Q a; \quad (3.7)$$

mit a =  $^3\text{H}$ -Gehalt im Gesamtabfluß Q  
a<sub>1</sub> = 0 TU  
a<sub>2,3,4</sub> = 105 TU für August  
a<sub>2,3,4</sub> = 95 TU für September

- b) für den Anteil an direkt abfließendem Schneeschmelzwasser  $Q_2$

$$Q_1 b_1 + Q_2 b_2 + (Q_3 + Q_4) b_{3,4} = Q b; \quad (3.8)$$

mit  $b$  =  $^{18}\text{O}$ -Gehalt von  $Q$

$b_1$	= -15,15 ‰
$b_2$	= -15,18 ‰ für August
$b_2$	= -14,00 ‰ für September
$b_{3,4}$	= -16,65 ‰

- c) für den Anteil an Grundwasser  $Q_4$ :

$$(Q_1 + Q_2 + Q_3) c_{1,2,3} + Q_4 c_4 = Q c; \quad (3.9)$$

mit  $c$  = elektrolytische Leitfähigkeit von  $Q$

$c_{1,2,3}$	= 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$
$c_4$	= 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$

- d) der Anteil an verzögert abfließendem Schmelzwasser  $Q_3$  errechnet sich dann zu:

$$Q_3 = Q - (Q_1 + Q_2 + Q_4) \quad (3.10)$$

Die Isotopengehalte der Einzelkomponenten wurden aus Schnee- und Eisproben von der Gletscheroberfläche am 23.8.1978 und am 19.9.1978, dem  $^3\text{H}$ -Gehalt im Niederschlag an der Pegelstation Vernagtbach im Jahr 1978 und aus dem Isotopengehalt im Gesamtabfluß während der Herbstmonate ermittelt. Die Werte der elektrolytischen Leitfähigkeit wurden an Schmelz- und Grundwasserproben im Einzugsgebiet bestimmt. Abb. 3.45 zeigt für die Zeit vom 16.8.-15.10.1978 die Abflußganglinie ( $Q$ ), die Isotopengehalte ( $^3\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) sowie die elektrolytische Leitfähigkeit und die errechneten Abflußkomponenten ( $Q_1$ ,  $Q_2 + Q_3$ ,  $Q_4$ ).  $^3\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt sowie elektroly-

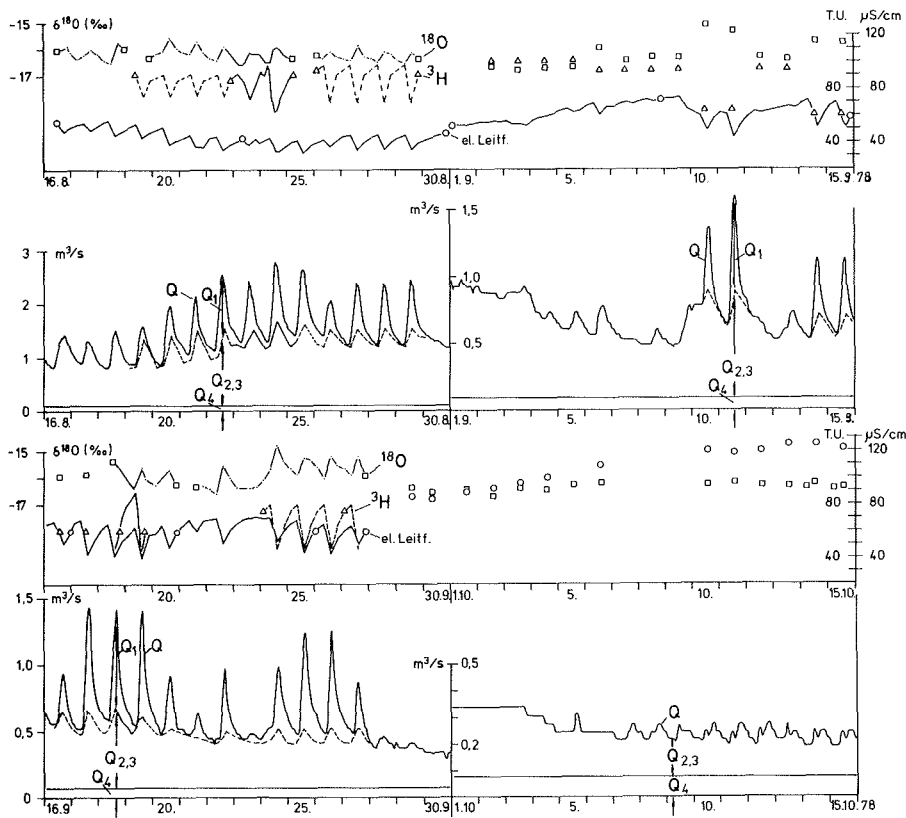


Abb. 3.45: Abfluß Pegelstation Vernagtbach: Abfluß  $Q$ ,  $^3\text{H}$ -Gehalt,  $^{18}\text{O}$ -Gehalt und elektrolytische Leitfähigkeit in der Zeit vom 16.8.-15.10.1978. Außer dem Gesamtabfluß  $Q$  sind auch die Abflußkomponenten  $Q_1$ ,  $Q_2 + Q_3 = Q_{2,3}$  und  $Q_4$ , wie sie sich aus dem  $^3\text{H}$ -Gehalt und der elektrolytischen Leitfähigkeit errechnen (Gl. 3.7 und 3.9), in die Abb. eingetragen.

tische Leitfähigkeit zeigen ausgeprägte tageszeitliche Variationen, hervorgerufen durch die sich im Laufe des Tages ändernde Zusammensetzung des Abflusses. Die Ausaperung des Gletschers und damit der Abfluß von Eisschmelzwasser begann 1978 erst am 1.8. und wurde schon am 7. und 8.8. wieder durch starke Niederschläge unterbrochen. Die neuerliche Ausaperung setzte am 15.8. ein und hielt bis 29.8. an. Im September war die Gletscherzunge an den Tagen vom 14.-27.9. zusammenhängend schneefrei.

Die späte Ausaperung hatte zur Folge, daß im Sommer 1978 nur in den Monaten August und September Eisschmelzwasser zum Abfluß gelangen konnte. Aus Tab. 3.26, in der die berechneten Abflußkomponenten zusammengestellt sind, erkennt man, daß der Anteil an Eisschmelzwasser im August 10 % und im September 14 % des Gesamtabflusses betrug. Über die Zeit der ganzen Ablationsperiode gemittelt, verringert sich dieser Anteil auf 6 %. Der Grundwasseranteil hatte im Sommermittel einen Anteil von 14 % am Gesamtabfluß. Demnach verbleibt für das Schneeschmelzwasser (einschl. des direkten Niederschlagsabflusses) ein Restbetrag von 80 % des sommerlichen Abflusses. Das Schneeschmelzwasser kam 1978 zum größten Teil aus der Alt- und Neuschneedecke des laufenden Haushaltsjahres. Etwa bis zum 25.7. floß Schneeschmelzwasser im gesamten Einzugsgebiet ab. Danach war das Gletschervorfeld schneefrei, und das Schneeschmelzwasser stammte nur noch vom Gletscher selbst, ausgenommen nach aktuellen Neuschneefällen.

Tab. 3.27 zeigt die Aufgliederung des Gesamtabflusses in die vier Abflußkomponenten  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3$  und  $Q_4$  für jene Zeiträume im Sommer 1978, in denen die vorhandenen Meßdaten diese Zerlegung ermöglichten. Man erkennt dabei für die Zeit vom 23.-29.8. einen annähernd konstanten und hohen Anteil an länger verweilendem Schmelzwasser  $Q_3$ . Dieser Anteil nimmt

Datum	Anzahl Tage	Q = 100 % [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>1</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>1</sub> [%]	Q <sub>2</sub> + Q <sub>3</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>2</sub> + Q <sub>3</sub> [%]	Q <sub>4</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>4</sub> [%]
1978								
1.-31.5.	31	0,028	0	0	0,02	53	0,01	47
1.-30.6.	30	0,504	0	0	0,44	88	0,06	12
1.-25.7.	25	0,789	0	0	0,70	89	0,08	11
26.-31.7.	6	1,88	0	0	1,76	94	0,12	6
1.-31.7.	31	0,999	0	0	0,90	91	0,09	9
1.- 6.8.	7	2,12	0,09	4	1,91	90	0,12	6
7.-10.8.	4	2,33	0	0	2,17	93	0,16	7
11.-14.8.	4	1,08	0	0	0,95	88	0,13	12
15.-18.8.	4	1,07	0,17	16	0,78	73	0,12	11
19.-22.8.	4	1,38	0,28	20	1,00	73	0,10	7
23.8.	1	1,70	0,34	20	1,24	73	0,12	7
24.8.	1	1,87	0,47	25	1,29	69	0,11	6
25.8.	1	1,87	0,47	25	1,29	69	0,11	6
26.-29.8.	4	1,64	0,30	18	1,24	76	0,10	6
30.-31.8.	2	1,20	0	0	1,10	92	0,10	8
1.-31.8.	31	1,63	0,16	10	1,35	82	0,13	8
1.- 5.9.	5	0,804	0	0	0,72	89	0,09	11
6.- 9.9.	4	0,563	0	0	0,48	85	0,08	15
10.-11.9.	2	0,936	0,15	16	0,69	74	0,10	10
12.-13.9.	2	0,632	0	0	0,54	86	0,09	14
14.-17.9.	4	0,731	0,14	20	0,50	68	0,09	12
18.-19.9.	2	0,804	0,25	31	0,47	59	0,08	10
20.-23.9.	4	0,544	0,10	18	0,37	69	0,07	13
24.-27.9.	4	0,665	0,23	35	0,35	54	0,08	11
28.-30.9.	3	0,374	0	0	0,30	81	0,07	19
1.-30.9.	30	0,663	0,09	14	0,49	74	0,08	12
1.5.-30.9.	153	0,765	0,05	6	0,61	80	0,10	14

Tab. 3.26: Abfluß Pegelstation Vernagtbach: Abflußkomponenten während der Ablationsperiode 1978. Der Gesamtabfluß Q ist aufgeteilt in Eisschmelzwasser Q<sub>1</sub>, Schneeschmelzwasser (Q<sub>2</sub> + Q<sub>3</sub>) und Grundwasser Q<sub>4</sub>. Die Abflußkomponenten wurden aus dem Isotopengehalt und der elektrolytischen Leitfähigkeit im Vernagtbach berechnet.

im September infolge geringerer Energiebilanz an der Gletscheroberfläche wesentlich stärker ab als die aus den tiefer gelegenen Gletscherregionen direkt abfließenden Anteile  $Q_2$  und  $Q_1$ .

Datum	$Q$ =100 %		$Q_1$		$Q_2$		$Q_3$		$Q_4$	
	$[m^3/s]$	%	$[m^3/s]$	%	$[m^3/s]$	%	$[m^3/s]$	%	$[m^3/s]$	%
1978										
19.-22.8.	1,38		0,28	20	0,46	34	0,54	39	0,10	7
23.8.	1,70		0,34	20	0,16	9	1,08	64	0,12	7
24.8.	1,87		0,47	25	0,30	16	0,98	53	0,11	6
26.-29.8.	1,64		0,30	18	0,24	14	1,00	62	0,10	6
14.-17.9.	0,73		0,14	20	0,17	23	0,33	45	0,09	12
18.-19.9.	0,80		0,25	31	0,10	12	0,37	47	0,08	10
24.-27.9.	0,66		0,23	35	0,15	23	0,20	31	0,08	11

Tab. 3.27: Aufgliederung des Abflusses  $Q$  an der Pegelstation Vernagtbach in die Komponenten Eisschmelzwasser  $Q_1$  schnell ( $Q_2$ ) und verzögert ( $Q_3$ ) abfließendes Schneeschmelzwasser sowie Grundwasser. Die Berechnung der Abflußkomponenten erfolgte mit Hilfe des Isotopengehalts und der elektrolytischen Leitfähigkeit des Bachwassers.

### 3.5 Der Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach

#### 3.5.1 Die Abflußmessung an der Pegelstation Vernagtbach

Die zentrale Meßeinrichtung zur Messung des Abflusses vom Vernagtferner und aus seinem Vorfeld ist die Pegelstelle "Pegelstation Vernagtbach". Sie ist, einschließlich ihrer Baugeschichte, ausführlich bei BERGMANN & REINWARTH (1976) beschrieben. In Tab. 3.28 sind einige Kenndaten der Pegelstelle und ihres Einzugsgebietes aufgeführt, in Abb. 3.46 ein Quer- und Längsschnitt der Anlage dargestellt. Eine Ansicht der Pegelstation zeigt Abb. 1.5. Auf eine detaillierte Beschreibung wird hier verzichtet; vielmehr wird im folgenden über einige Erfahrungen beim nunmehr 13jährigen Betrieb seit September 1973 berichtet.

Fließgewässer in hochalpinen Lagen sind durch hohe kinetische Energie, starke Geschiebeführung und bei Gletscherabflüssen zusätzlich durch hohe Schwebstofffrachten ausgezeichnet. Bei der Planung der Pegelstelle wollte man durch drei konstruktive Merkmale, Beruhigungsbecken, Gerinneverkleidung und Spülung, diesen Faktoren begegnen. Dem Eintrittsquerschnitt zum Meßgerinne ist eine Ausweitung des natürlichen Bachlaufs vorgelagert, und man hatte gehofft, dieses als Beruhigungsbecken benützen zu können. Der kurze Anstieg in der befestigten Sohle (Abb. 3.46) konnte auch durch öfteres Ausräumen des Bachbettes nicht aufrechterhalten werden. Vielmehr füllte sich die natürliche Vertiefung soweit auf, daß oberstrom des Meßgerinnes das Bachbett zum Meßgerinne hin abfiel. Im Meßgerinne selbst wurden keine störenden Einflüsse durch Geschiebetransport oder Ablagerung festgestellt. Um das betonierte Gerinne an der Gerinnesohle und -wandung vor Zerstörung durch Geschiebeabrieb zu schützen, war das Meßgerinne bis zur Höhe von 1 m über der Sohle mit Holz (Lärche,

Höhe Pegel Null	2634,8 m ü.NN
Fläche Einzugsgebiet	11,441 km <sup>2</sup>
Gletscherfläche (1979)	9,61 km <sup>2</sup>
Vergletscherungsanteil (1979)	83,5 %
Einzugsgebiet:	
mittlere Höhe	3125 m ü.NN
höchster Punkt	3633 m ü.NN
niedrigster Punkt	2635 m ü.NN
Wasserstandsmessung	
	Schwimmerpegel (Bandschreiber, Höhenübersetzung 1:5, Papier-vorschub 10 mm/h) Schwimmerpegel (Lochstreifen, cm-Beträge, 1/4-h-Intervall) Pneumatikpegel (Bandschreiber, Höhenübersetzung 1:5, Papier-vorschub 10 oder 5 mm/h)
Meßprofil:	
Querschnitt	geteilter Querschnitt aus Trapez (Höhe 0,25 cm) und darüber Rechteck
Breite	minimal 0,5 m maximal 2,0 m
Höhe	2,0 m
Gefälle	1:100
höchster gemessener Wasserstand seit 1974	
	1,04 m
Abflußwerte (1974-1985):	
niedrigstes Tagesmittel	17 l/s
höchstes Tagesmittel	5,61 m <sup>3</sup> /s
höchstes Stundenmittel	8,30 m <sup>3</sup> /s
mittleres Tagesmittel (Mai-September)	1,12 m <sup>3</sup> /s

Tab. 3.28: Charakteristische Daten der Pegelstation Ver-nagtbach und ihres Einzugsgebietes



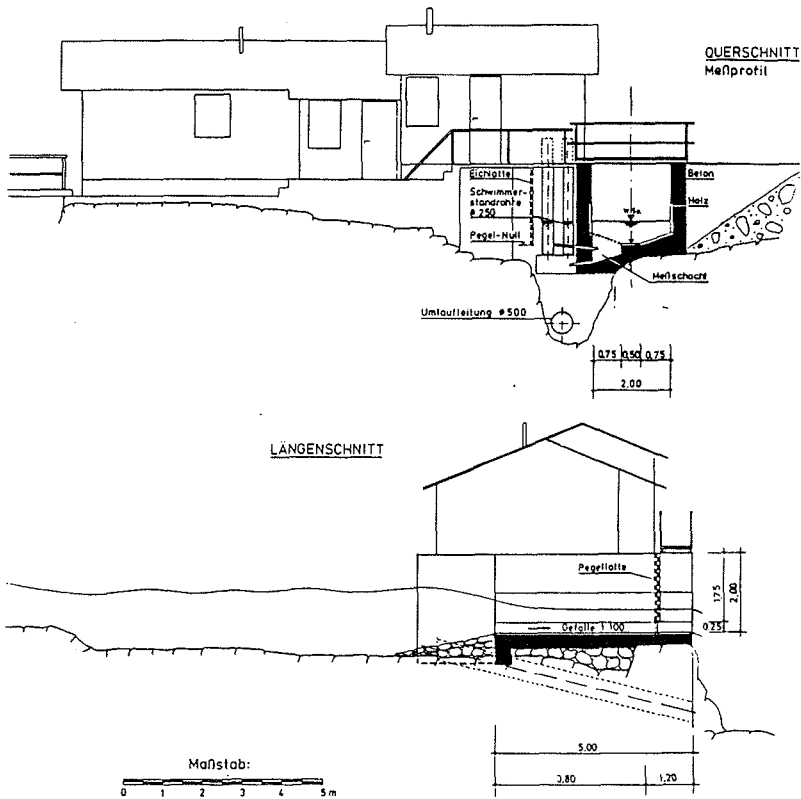


Abb. 3.46: Pegelstation Vernagtbach: Im Querschnitt (Bild oben) rechts die rechteckförmige Meßrinne mit der trapezförmigen Niederwasserrinne, links davon der Armaturenschacht mit den Schwimmerstandrohren. Im Längsschnitt (Bild unten) links das Eintrittsprofil, rechts das Meßprofil mit der Pegellatte (BERGMANN & REINWARTH 1976)

5 cm stark) ausgekleidet worden. Diese Auskleidung mußte im waagrechten Bereich des trapezförmigen Querschnitts und im Bereich der anschließenden 50 cm Böschungsschräge erstmals im November 1979 ausgewechselt werden; im Mai 1983 wurden nochmals einige Bretter ausgetauscht und im November 1985 dann der hölzerne Belag im unteren Sohlenbereich durch einen Hartgummibelag ersetzt. Die Bewährung dieser Gummisohle bleibt abzuwarten. Der Gefahr der Versandung der Meßeinrichtungen konnte wirkungsvoll durch ständige Spülung des Meßschachtes (Abb. 3.46) begegnet werden. Der dadurch entstehende Druckverlust und die damit verbundene Fehlregistrierung des Wasserstandes wurden durch geeignete Korrekturfaktoren ausgeglichen. Nachdem der Armaturenschacht unterhalb der Meßhütte, in dem die Schwimmerstandrohre stehen, durch Glasscheiben geschlossen worden war, konnte die Spülleitung (2"-Rohr) sogar während des ganzen Winters eisfrei gehalten und somit ein komplettes Eingefrieren des Meßschachtes während der winterlichen Meßpause verhindert werden.

Eine ganzjährige Wasserstandsregistrierung ließ sich jedoch nicht realisieren, da auch der Pneumatikpegel ab Spätherbst keine auswertbaren Wasserstandsaufzeichnungen mehr erbrachte. Zudem ist die Wasserstands-Abflußbeziehung bei Ufervereisung und gänzlicher Vereisung des Meßgerinnes nicht mehr gültig. So wurde die Wasserstandsregistrierung auf die Zeit von Anfang Mai bis Ende Oktober beschränkt und in der restlichen Zeit die Anlage außer Betrieb genommen. Zur Bestimmung der winterlichen Abflußmengen wurden Einzelabflußmessungen durchgeführt (s. Abschn. 3.5.2.4).

Die Kalibrierung des Meßgerinnes erfolgte durch Einzelmessungen mit dem hydrometrischen Meßflügel. Die Ergebnisse ermöglichten das Aufstellen einer Schlüsselkurve, die bis zu einem Wasserstand von 87 cm, entsprechend einer Abflußmenge

von  $5,92 \text{ m}^3/\text{s}$  mit Stützstellen belegt ist (Abb. 3.47). Der maximale Abfluß (Stundenmittel) erreichte jedoch  $1,04 \text{ m}$  Wasserstand und wurde zu  $8,30 \text{ m}^3/\text{s}$  errechnet. Die Flügelmessungen belegen weiterhin, daß der Abfluß keine Hysterese zeigt und immer im Schießen (Froude-Zahl  $>1$ ) erfolgt. Zusätzlich wurden auch Abflußmessungen mit der Tracerverdünnungsmethode durchgeführt (BEHRENS et al. 1982b).

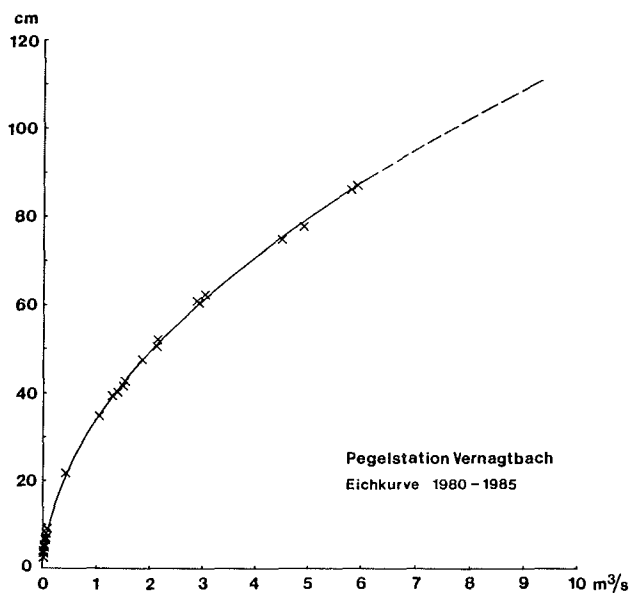
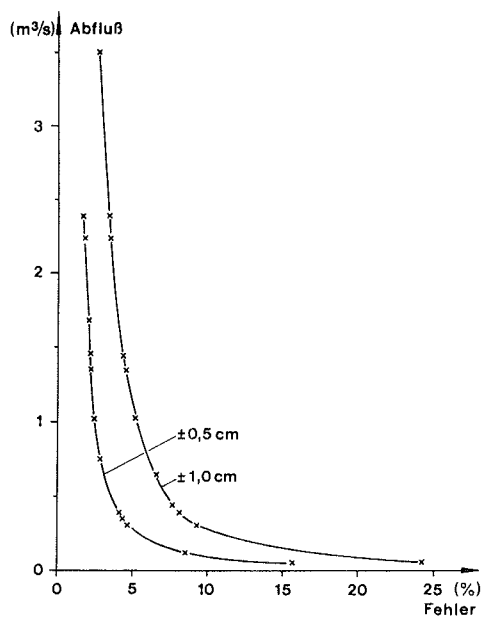


Abb. 3.47: Abflußkurve an der Pegelstation Vernagtbach mit Einzelmessungen von 1980-1985

Zur Abschätzung der Meßgenauigkeit der Abflußmessung wurde der Abfluß für die Jahre 1983-1985 jeweils mit Wasserständen, die  $\pm 0,5$  und  $\pm 1$  cm über bzw. unter den tatsächlich registrierten und zur Auswertung herangezogenen Meßwerten lagen, berechnet. Die dadurch erhaltenen Differenzen für die

Monatsmittelwerte des Abflusses sind in Abb. 3.48 dargestellt. Das Sommermittel des Abflusses liegt bei  $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ , und man kann wohl davon ausgehen, daß somit die gemessene jährliche Abflußmenge innerhalb einer Fehlergrenze von ca.  $\pm 5 \%$  liegt.

Insgesamt kann festgestellt werden, daß diese hochalpine Meßanlage zwar einen gewissen Wartungsaufwand erfordert, sich aber in ihrem 13jährigen Betrieb bewährt hat und zuverlässige Abflußwerte mit hoher zeitlicher Auflösung liefert.



**Abb. 3.48:** Pegelstation Vernagtbach: Prozentuale Abweichung der Monatsmittelwerte des Abflusses von den mit den registrierten Wasserständen berechneten Abflußwerten bei einer Erhöhung bzw. Erniedrigung der registrierten Wasserstandshöhen um  $\pm 0,5$  und  $\pm 1,0$  cm. Das Sommermittel (Mai-September) des Abflusses liegt bei  $1,12 \text{ m}^3/\text{s}$ .

### 3.5.2 Abflußbeträge und zeitliche Verteilung

#### 3.5.2.1 Monats- und Jahresmittel des Abflusses

Der für ein hochalpines, vergletschertes Einzugsgebiet typische Jahresgang des Abflusses kommt deutlich in Abb. 3.49 zum Ausdruck, in der die Ganglinie der Monatsmittelwerte der Abflußhöhe an der Pegelstation Vernagtbach für die 12jährige Meßreihe 1974-1985 dargestellt ist.

Der Jahresgang des Abflusses ist gekennzeichnet durch eine Niedrigwasserführung in den Monaten Januar bis April (s. Abschn. 3.5.2.4), den Anstieg der Wasserführung mit Beginn der Schneeschmelze im Laufe des Monats Mai, eine hohe Wasserführung in den Monaten Juni-September, mit einem Maximum entweder im Juli oder im August, und einen starken Abfall der Wasserführung nach dem Ende der Ablationsperiode in den Monaten Oktober-Dezember bis zum winterlichen Minimalabfluß.

Die mittlere jährliche Abflußhöhe des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach beträgt für die betrachtete 12jährige Meßreihe 1974-1985 1397 mm, wobei allein auf die Monate Mai-Oktober 1358 mm (97 % des Jahresabflusses) und die Monate November-April nur noch 39 mm entfallen. Am abflußreichsten war das Jahr 1982 mit 2148 mm, das somit 153 % des mittleren Jahresabflusses von 1974-1985 erbrachte. Diese Unterschiede sind durch die Witterungsverhältnisse am Gletscher bedingt. Im Jahr 1978 herrschte eine relativ kühle Witterung mit häufigen sommerlichen Niederschlägen, die im Gletscherbereich als Schnee fielen und damit die Ablation unterbrachen. Im Jahr 1982 trat dagegen in den Monaten Juli, August und September jeweils eine ausgeprägte Schmelzperiode infolge relativ warmer Witterung und fehlender bzw. als Regen fallender Niederschläge auf.

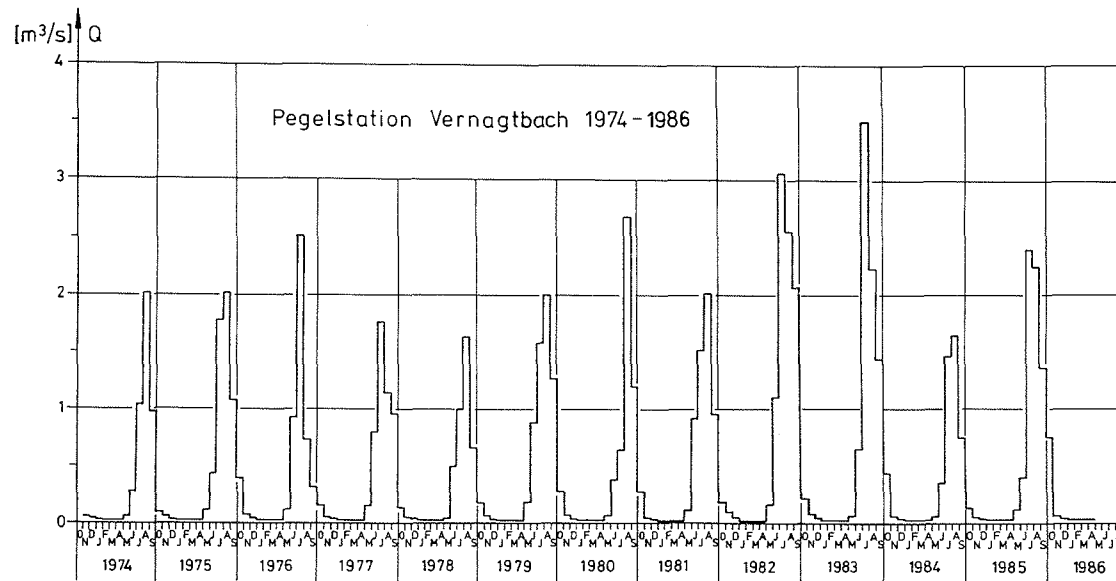


Abb. 3.49: Pegelstation Vernagtbach: Monatsmittelwerte des Abflusses in den Jahren 1974-1986

Das höchste Monatsmittel erbrachte der Juli 1983. Besonders auffällig und von den anderen Jahren extrem abweichend gestalteten sich die Abflußverhältnisse im Sommer 1976. Bis Mitte Juli war der Gletscher bereits ausgeapert und der Abfluß bis zu einem maximalen Tagesmittel von  $4,76 \text{ m}^3/\text{s}$  angestiegen (HQ für die Jahre 1974-1981). Das Monatsmittel für Juli betrug  $2,51 \text{ m}^3/\text{s}$  (588 mm), das höchste Julimittel der Jahre 1974-1981. Durch einen Schlechtwettereinbruch wurde der Abfluß dann ab dem 20.7. stark reduziert und erreichte während der restlichen Ablationsperiode nicht einmal mehr durchschnittliche Werte, so daß die Abflüsse im August mit  $0,743 \text{ m}^3/\text{s}$  (173 mm) und im September mit  $0,321 \text{ m}^3/\text{s}$  (72 mm) jeweils die minimalen Monatsmittel der gesamten vorliegenden Meßreihe 1974-1985 darstellen.

Mittelwerte, Standardabweichungen und Variationskoeffizienten für die Monats- und Jahressummen des Abflusses sind in Tab. 3.29 zusammengestellt, wobei die entsprechenden Angaben getrennt für Jahre mit positiver (1974-1980) und negativer (1981-1985) Massenbilanz sowie die gesamte Meßreihe (1974-1985) aufgeführt wurden. Man erkennt, daß die mittleren Jahresabflußbeträge in beiden Teilzeiträumen einen deutlichen Unterschied von 445 mm aufweisen und die Schwankung im Zeitraum 1974-1980 wesentlich geringer war als 1981-1985 sowie im gesamten Beobachtungszeitraum. Die geringsten Variationen traten jedoch in den Augustmonaten der Jahre 1981-1985 auf, die als einzige einen geringeren Variationskoeffizienten als die entsprechenden Jahressummen aufweisen. Ansonsten ist die Variation der Jahresabflußhöhen deutlich geringer als die der Monatsabflußhöhen.

#### 3.5.2.2 Die Tagesmittelwerte des Abflusses

Die hohe, witterungsbedingte Schwankungsbreite des Abflusses aus vergletscherten Einzugsgebieten kommt besonders deutlich zum Ausdruck, wenn man die Tagesmittelwerte betrachtet.

	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Mai-Okt.	Jan.-Dez.
<u>1974-1980</u>								
Mittelwert [mm]	24	136	345	406	208	54	1174	1212
Standardabweichung [mm]	14	58	147	150	74	24	170	170
Variationskoeffizient	0,58	0,43	0,43	0,37	0,36	0,44	0,14	0,14
<u>1981-1985</u>								
Mittelwert [mm]	24	155	599	503	297	79	1618	1657
Standardabweichung [mm]	10	73	213	78	114	60	441	442
Variationskoeffizient	0,42	0,47	0,38	0,16	0,38	0,76	0,27	0,27
<u>1974-1985</u>								
Mittelwert [mm]	24	144	434	446	245	65	1359	1399
Standardabweichung [mm]	12	63	201	130	99	42	373	373
Variationskoeffizient	0,49	0,43	0,46	0,29	0,40	0,65	0,27	0,27
mittlerer Variationskoeffizient der Tagesmittel 1974-1985	0,68	0,61	0,60	0,47	0,59	0,67	-	-

Tab. 3.29: Einzugsgebiet Pegelstation Vernagtbach: Mittlere Monats-, Sommer- und Jahresmittel der Abflußhöhen mit Standardabweichung und Variationskoeffizient für die Jahre mit positivem Gletschermassenhaushalt (1974-1980), mit negativem Gletschermassenhaushalt (1981-1985) sowie für die gesamte Meßreihe 1974-1985. Außerdem sind die mittleren Variationskoeffizienten der Tagesmittel der gesamten Meßreihe 1974-1985 angegeben, deren Schwankungsbereich pro Monat ca.  $\pm 12\%$  beträgt.

Abb. 3.50 zeigt für die drei Zeiträume 1974-1980, 1981-1985 und 1974-1985 jeweils die gemittelten Tagesmittelwerte (MQ) sowie das jeweils niedrigste (NQ) und höchste (HQ) gemessene Tagesmittel im entsprechenden Zeitraum. In den ersten 7 Jah-



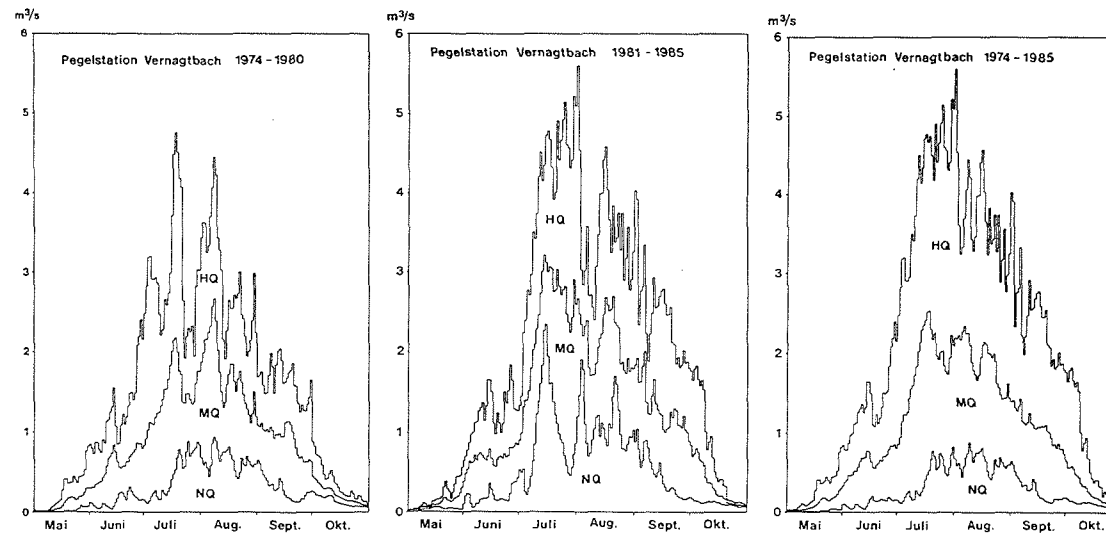


Abb. 3.50: Pegelstation Vernagtbach: Ganglinien der mittleren (MQ), niedrigsten (NQ) und höchsten (HQ) Tagesmittelwerte für die Jahre mit positiver Gletschermassenbilanz 1974-80, negativer Gletschermassenbilanz 1981-85 und den gesamten Beobachtungszeitraum 1974-85

ren des Untersuchungszeitraumes bestimmte der Abfluß des Jahres 1976 mit wenigen Ausnahmen die Höchstwerte HQ für die Zeit 21.6.-22.7. und dann anschließend die Minimalwerte NQ vom 31.7.-22.8. Als ein markantes Abflußereignis ist die Abflußspitze des Jahres 1980 zwischen 5.8. und 14.8. deutlich zu erkennen. Die wesentlich höheren Abflüsse der nachfolgenden Jahre 1981-1985 überlagerten die bisherige HQ-Kurve, so daß auch nicht mehr alle Jahreshochwasserereignisse (s. Abschn. 3.5.2.4) abgebildet werden. Als Periode mit den höchsten täglichen Abflußwerten weist Abb. 3.50 die Zeit zwischen dem 15.7. und 2.8. aus. Die Ganglinie der mittleren Tagesabflüsse (MQ) weist für alle drei Zeitabschnitte eine ähnliche Form auf und verdeutlicht ebenfalls, daß die Abflüsse 1974-1980 insgesamt niedriger waren als in der Zeit 1981-1985, während der Abfluß durch den Abbau von alter Gletschersubstanz wesentlich bezuschußt wurde. Betrachtet man die gesamte 12jährige Beobachtungsreihe 1974-1985, so lassen sich für die einzelnen Mittelwerte, beschränkt auf die Monate Juni-Oktober, Variationskoeffizienten zwischen 0,3 und 0,9 berechnen. Die geringsten relativen Abflußschwankungen in den Monaten Juni-Oktober traten im Zeitraum 1981-1985 zwischen 13. und 18. Juli (0,22-0,32), 3. und 5. August (0,16-0,28) und 19.-22. August (0,27-0,31) auf. Die Form der Ganglinie weist drei Abflußspitzen (Mitte Juli, Anfang und Mitte August) auf.

### 3.5.2.3 Die Stundenmittelwerte des Abflusses

Zur Diskussion der Stundenmittelwerte werden wiederum die drei Zeiträume 1974-1980, 1981-1985 und 1974-1985 getrennt dargestellt (Abb. 3.51). Dabei fallen die unterschiedlichen Abflußbeträge, aber auch die unterschiedliche Form der Ganglinien auf. Nahezu gleichartig waren die Abflüsse im Mai, im Juni weichen sie nur unwesentlich voneinander ab. Die Monate

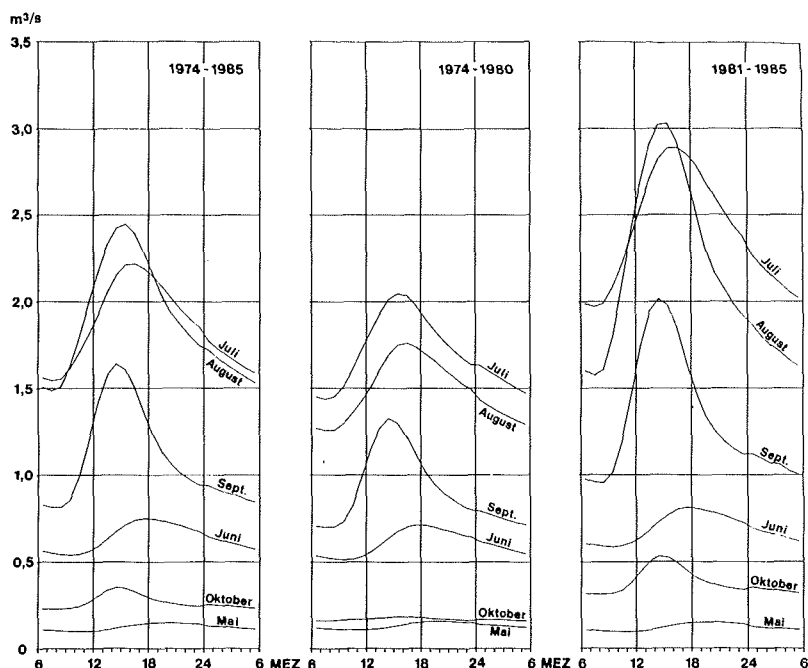


Abb. 3.51: Pegelstation Vernagtbach: Mittlere Tagesganglinien (Stundenmittelwerte) des Abflusses für die Monate Mai bis Oktober in den Jahren mit positiver Gletschermassenbilanz 1974-80, mit negativer Gletschermassenbilanz 1981-85 und den gesamten Beobachtungszeitraum 1974-85.

Juli-September zeigen 1981-1985 generell ausgeprägtere Tagesamplituden und steilere Abfälle in den Abend- und Nachtstunden (vgl. Abschn. 3.5.2.2). Die zeitliche Lage der Abflußmaxima rückt von 19-20 Uhr MEZ im Mai auf 14-15 Uhr MEZ im September bzw. Oktober vor. (Die zeitliche Auflösung der zur Auswertung verwendeten Stundenmittelwerte läßt keine genauere Zeitangabe zu.) In den betrachteten drei Zeitinter-

vallen lassen sich mit Ausnahme des Oktobers, wo 1974-1980 praktisch kein Tagesgang nachzuweisen war, keine Unterschiede für das zeitliche Auftreten der Abflußmaxima feststellen. Entsprechendes gilt für die Abflußminima.

Von LANG (1973) wurde für einen Vergleich der Abflußkurven ein Rezessionskoeffizient  $a$  eingeführt und auf die Abflußdaten des Einzugsgebiets Aletschgletscher (Massa, Blatten) der Jahre 1965-1968 angewendet.

$$a = \frac{\Delta Q}{\Delta t} \cdot \frac{1}{Q}$$

mit  $\Delta Q$  = Abflußunterschied zwischen 18:00 Uhr und 6:00 Uhr des Folgetages;  $\Delta t$  = 12 h;  $Q$  = Monatsmittel des Abflusses.

Die von ihm berechneten mittleren Koeffizienten des genannten Zeitraums liegen zwischen 0,0177 und 0,0183, mit steigender Tendenz von Mai bis September. Für das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach variieren sie zwischen 0,0103 und 0,0427, wobei sich die Koeffizienten der ersten 7 Jahre der Beobachtungsreihe (0,0103-0,0363) zum Teil deutlich von jenen der weiteren 5 Jahre (0,0260-0,0427) unterscheiden. Die signifikantesten Unterschiede treten im August und Oktober auf, erstere ein Hinweis auf die größere und frühere flächenmäßige Ausdehnung des aperen Eisgebietes, letztere verursacht durch verstärkte und häufigere Ablation in den Oktobermonaten der Jahre 1981-1985.

Das Verhältnis der Abflußbeträge für Maxima und Minima steigt von Juni (1974-1985: 1,39) bis September (2,01), im Oktober nimmt es wieder ab. Auch hier zeigen wieder August und Oktober die größten Abweichungen untereinander. Das größere Verhältnis zwischen Maxima und Minima und der steilere Abfall der Ganglinie (vgl. Koeffizient  $a$ ) führen bei der graphischen Darstellung zu einer Überschneidung der Ganglinien für den gemittelten Juli- und Augustabfluß, obwohl der Tagesmittelwert im Juli höher liegt (Tab. 3.30).

Jahr	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober
Auftreten des Maximums [MEZ]:						
1974-1980	19-21	17-18	16-17	15-16	14-15	15-17
1981-1985	19-20	17-18	16-17	15-16	14-15	14-15
1974-1985	19-20	17-18	16-17	15-16	14-15	14-15
Auftreten des Minimums [MEZ]:						
1974-1980	11-12	9-10	7-8	7-8	7-8	5-8
1981-1985	10-12	9-10	7-8	7-8	8-9	7-9
1974-1985	11-12	9-10	7-8	7-8	7-8	7-8
Verhältnis Abflußmaximum/Abflußminimum:						
1974-1980	1,45	1,38	1,40	1,43	1,90	1,15
1981-1985	1,57	1,39	1,47	1,92	2,12	1,70
1974-1985	1,51	1,39	1,44	1,65	2,01	1,53
Rezessionskoeffizient a [h <sup>-1</sup> ]						
1974-1980	0,0184	0,0228	0,0251	0,0241	0,0363	0,0103
1981-1985	0,0260	0,0234	0,0289	0,0427	0,0411	0,0276
1974-1985	0,0222	0,0321	0,0270	0,0328	0,0397	0,0216

Tab. 3.30: Stundenmittelwerte des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach 1974-1980, 1981-1985 und 1974-1985: Zeitliches Auftreten der Abflußmaxima und -minima sowie deren Mengenverhältnis und Rezessionskoeffizienten  $a = (\Delta Q / \Delta t) \cdot 1/Q$  für den Abfluß zwischen 18:00 und 6:00 Uhr MEZ.

Die Diskussion der Abflußwerte zeigt die Notwendigkeit, längere Zeitreihen zur Verfügung zu haben, da die Witterungs- und Ablationsverhältnisse den Abfluß merklich beeinflussen. Darüber hinaus muß man feststellen, daß man beim Vergleich von Abflußdaten aus verschiedenen Einzugsgebieten darauf achten muß, gleiche Zeitreihen zu verwenden, eine Voraussetzung, die bei den vorliegenden hydrologischen Datensätzen nur in wenigen Fällen eingehalten werden kann.

### 3.5.2.4 Hochwasserabfluß an der Pegelstation Vernagtbach

Für eine Analyse der Hochwasserereignisse wurden für die Jahre 1974-1984 jeweils die maximalen jährlichen Stundenmittelwerte herausgegriffen. Für die Beziehung zwischen der Größe des Hochwasserereignisses und seiner Wahrscheinlichkeit wurde eine Verteilungsfunktion nach Gumbel (s. z.B. DYCK & PESCHKE, 1983) verwendet (Abb. 3.52). Die Prüfung der Daten (s. z.B. BELKE, 1980) ergibt, daß die Gumbel-Verteilung bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % nicht abgelehnt werden kann. Aus dieser Verteilungsfunktion ergeben sich die auf der rechten Ordinate dargestellten Wiederkehr-

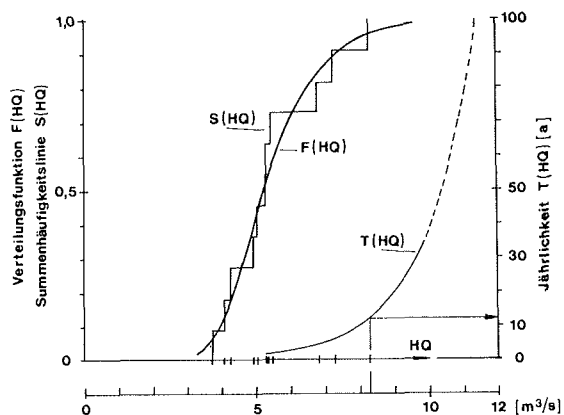


Abb. 3.52: Wahrscheinlichkeitsverteilung der Hochwasserereignisse HQ in den Jahren 1974-1984 an der Pegelstation Vernagtbach. Die gewählte Verteilungsfunktion  $F(HQ)$  entspricht der Extremwertverteilung Typ I, der sog. Gumbelverteilung. Die Jährlichkeit  $T(HQ)$  der Hochwasserereignisse wurde nach der sog. Gumbel-Methode (s. z.B. DYCK & PESCHKE, 1983) berechnet.

intervalle. Dem im 11jährigen Beobachtungszeitraum gemessenen maximalen Hochwasser von  $8,30 \text{ m}^3/\text{s}$  bzw.  $726 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  aus dem Jahr 1983 entspricht demnach ein Wiederkehrintervall von 12,5 Jahren. Bei der Planung der Station ging man von einer maximalen Hochwasserspense von  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  pro  $\text{km}^2$  Gletscherfläche aus. Nach den nunmehr vorliegenden Meßergebnissen entspräche der damit abzuschätzende Maximalabfluß von  $9,6 \text{ m}^3/\text{s}$  einem Wiederkehrintervall von 30 Jahren. Dieser Abfluß könnte zwar noch von dem Meßgerinne abgeführt werden, aber die Leistungsfähigkeit des natürlichen Bachquerschnitts wäre dadurch überschritten, so daß es zu einer Ausuferung des Baches oberhalb der Meßstelle kommen würde. Für ein 50jähriges Hochwasser müßte sogar mit einem Abflußbetrag von  $10,4 \text{ m}^3/\text{s}$  gerechnet werden.

In Abb. 3.53 werden drei charakteristische Hochwasserereignisse an der Pegelstation Vernagtbach vorgestellt. Das Hochwasser von 1978 war das höchste Abflußereignis für die Pegel Rofenache, Venter Ache und Ötztaler Ache im Zeitraum 1974-1980 (Tab. 3.31), an der Pegelstation Vernagtbach jedoch lag es unter dem MHQ-Wert für diesen Zeitraum. Es ist ein Beispiel für ein durch Regen ausgelöstes Hochwasser. Das Hochwasser von 1976 ist vorwiegend durch Schmelzwasserabfluß verursacht worden, wobei berücksichtigt werden muß, daß der Abfluß durch ein Gewitterereignis am Vortag etwas erhöht worden war. Die Abflußganglinien für die Pegel Rofenache, Venter Ache und Ötztaler Ache zeigten ein analoges Verhalten, mit der Einschränkung, daß die Abflußspitzen infolge Regen in den Nachtstunden die Tagesmaxima überschritten und so den maximalen HQ-Wert bestimmten. Das dritte in Abb. 3.53 dargestellte Abflußereignis ist ausschließlich durch Schmelzwasserabfluß verursacht und lieferte die bisher höchste gemessene stündliche Abflußmenge, mit einer Abflußspense von  $726 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ . Die Abflußspende liegt deut-

Jahr	VB		RA		VA		ÖA	
	Hq	Datum	Hq	Datum	Hq	Datum	Hq	Datum
1954					<u>577</u>	22.08.		
1959					<u>504</u>	18.07.		
1960					455	17.09.	<u>460</u>	17.09.
1967			301	23.07.	291	04.08.	<u>250</u>	25.09.
1976	632	18.07.	367	17.07.	355	19.07.	211	18.07.
1978	430	08.08.	<u>441</u>	08.08.	504	07.08.	397	07.08.
1983	<u>726</u>	01.08.						

Tab. 3.31: Ausgewählte jährliche Hochwasserereignisse an den vier Pegeln Vernagtbach (VB), Rofenache (RA), Venter Ache (VA) und Öztaler Ache (ÖA). Angegeben sind die Abflußspenden Hq in  $l s^{-1} km^{-2}$ . Das höchste Hochwasser während des gesamten vorliegenden Beobachtungszeitraums ist jeweils unterstrichen.

lich über den früheren maximalen Abflußspenden. Die Abflußwerte für die anderen Pegel sind zwar noch nicht publiziert, die Wasserstandsganglinien<sup>17)</sup> zeigen jedoch, daß die absoluten Maxima in Vent am 1.8. bzw. in Oberried am 2.8. durch das Regenerereignis in der Nacht 1./2.8. gebildet werden. Nimmt man nur den dem Schmelzwasserabfluß entsprechenden Maximalwert in den späten Nachmittagsstunden, so ist abzuschätzen, daß die Abflußspenden nur ca. 15-30 % über den in Tab. 3.31 genannten Hochwasserspenden von 1976 liegen. Die Abflußspende im Vernagtbach lag 1983 15 % über dem Wert von 1976.

17) Die Abflußganglinien wurden freundlicherweise vom Hydrographischen Dienst Tirol, Innsbruck, zur Verfügung gestellt.



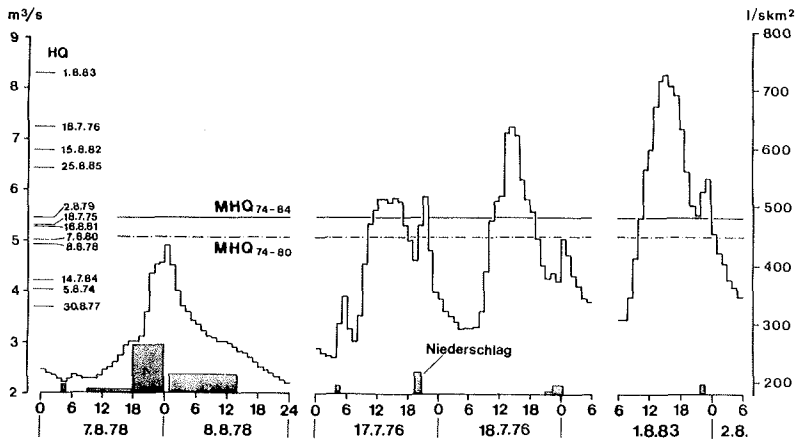


Abb. 3.53: Hochwasserereignisse an der Pegelstation Ver-nagt-bach aus den Jahren 1976, 1978 und 1983. An der linken Ordinate sind neben der Abflußmenge auch das Datum der jährlichen Hochwasserereignisse seit 1974 angegeben. Die über der Abszisse eingetragenen Niederschlagsmengen betragen 29 und 6 mm am 7. und 8.8.1978, 11,8 und 4,5 mm am 17. und 18.7.1976 sowie 3,6 mm am 1.8.1983

### 3.5.2.5 Winterabfluß

Wenngleich der Winterabfluß nur einen betragsmäßig geringen Anteil am Gesamthaushalt eines stark vergletscherten Einzugsgebietes ausmacht, so ist es dennoch interessant, den Betrag der winterlichen Abflußspende zu bestimmen und die Herkunft dieses Wassers zu ergründen. Die Arbeiten von HESS (1906), LÜTSCHG-LOETSCHER et al. (1950), RUDOLPH (1961) und STENBORG (1965) zeigen, daß diese Problemstellung seit jeher und vielerorts diskutiert wird. Von den in der Literatur zu findenden Angaben über die Menge des Winterwassers stammen nur wenige von Abflußmessungen in unmittelbarer Gletschernähe. Meistens werden Pegelstellen im Tal mit unterschiedlichen Vergletscherungsanteilen zitiert, so daß ein direkter

Vergleich zwischen den Angaben verschiedener Autoren nur schwer möglich ist. Auch an der Pegelstation Vernagtbach ist die Abflußmessung während der Wintermonate schwierig und eine kontinuierliche Registrierung nicht möglich (s. Abschn. 3.5.1), so daß man auf Einzelabflußmessungen mit dem hydro-metrischen Meßflügel zurückgreifen muß. Aber auch solche Abflußmessungen lassen sich im Winter nur unter günstigen Witterungsverhältnissen durchführen, wenn das Gerinne für die Dauer der Messung eis- und schneefrei gehalten werden kann. Tab. 3.32 gibt eine Zusammenstellung von Einzelabflußmessungen in den Wintermonaten (Oktober-Mai) der Jahre 1973-1986 an der Pegelstation Vernagtbach. Zusätzlich sind Angaben zur elektrolytischen Leitfähigkeit in die Tabelle eingetragen, um den Abfluß zu verschiedenen Zeiten nicht nur quantitativ vergleichen zu können, sondern auch die Unterschiede in seiner qualitativen Zusammensetzung zu erkennen. Die Abflüsse und Abflußspenden sind zusätzlich in Abb. 3.54 eingetragen.

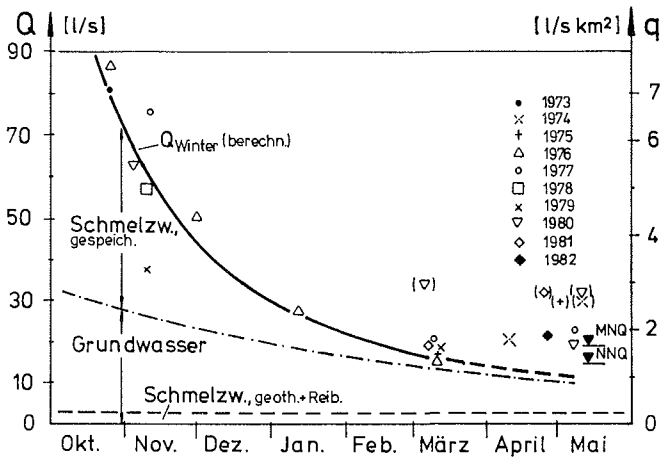


Abb. 3.54: Winterabfluß Pegelstation Vernagtbach

lfd. Nr.	Datum	Abfluß [l/s]	Abflußspende [l s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> ]	elektrolyt. Leitfähigkeit [µS/cm]
1	26.10.73	81	7,1	
2	26.10.76	87	7,6	
3	11.11.77	75	6,6	138
4	9.11.78	57	5,0	140
5	9.11.79	38	3,3	160
6	4.11.80	63	5,5	
7	3.11.83	81	7,1	
8	6.11.84	46	4,0	
9	6.11.85	66	5,8	
10	1.12.76	50	4,4	190
11	11.01.76	27	2,4	
12	11.03.75	17	1,5	
13	11.03.76	15	1,3	
14	10.03.77	20	1,8	
15	12.03.79	18	1,6	
16	6.03.80	34	3,0	190
17	8.03.81	19	1,8	162
18	23.03.84	16	1,4	
19	9.04.74	20	1,8	172
20	25.04.81	31	2,7	
21	27.04.82	21	1,8	
22	27.04.86	12	1,1	182
23	2.05.75	30	2,6	
24	8.05.77	23	2,0	216
25	8.05.80	19	1,7	195
26	11.05.80	32	2,8	170
27	12.05.80	58	5,0	140
28	7.05.83	25	2,2	

Tab. 3.32: Pegelstation Vernagtbach: Abfluß und Abflußspende in den Wintermonaten der Jahre 1973-1986. Die Abflußwerte stammen von Einzelmessungen mit dem hydrometrischen Meßflügel.

Die Abflußmessungen Nr. 16, 20, 23, 26 und 27 werden von der weiteren Diskussion des Winterabflusses ausgeschlossen, da zu den Zeiten dieser Messungen offensichtlich aktuelle Schneeschmelze im Gletschervorfeld den eigentlichen Winterabfluß (verstanden als Abfluß ohne Schmelzwassereintrag) aufgehört hat. Aus den übrigen, für den Winterabfluß typischen Meßwerten in den Monaten März-Mai ergibt sich für die

Pegelstation Vernagtbach in den Beobachtungsjahren 1973-1986 ein MNQ von 19 l/s bzw. MNq von  $1,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  sowie ein NNQ von 12 l/s bzw. ein NNq von  $1,0 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ .

### 3.5.3 Simulierung des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach mit einem mathematischen Modell

Aus den in Abschn. 3.4 beschriebenen Untersuchungen wurde die in Abb. 3.55 dargestellte Modellvorstellung für den Abfluß im vergletscherten Einzugsgebiet abgeleitet. Sie dient als Grundlage für die Simulierung des Abflusses mit einem mathematischen Modell (BAKER et al. 1982). Hierbei wird der Gletscher in die gleichen drei Teilgebiete wie bei der Berechnung der Schmelzwasserproduktion (s. Abschn. 3.2.4), welche unterschiedliche hydraulische Eigenschaften aufweisen (s. Abschn. 3.4.1), gegliedert, nämlich das Eisgebiet, das eisnahe Firngebiet und das Firn- und Altschneegebiet (Abb. 3.56).

#### 3.5.3.1 Das mathematische Abflußmodell

Alle drei Teilgebiete werden als Reservoirs betrachtet, die sich hydraulisch wie Linearspeicher verhalten. Damit ist zu jeder Zeit  $t$  der Abfluß  $Q(t)$  proportional dem Speichervolumen  $V(t)$ :

$$V_i(t) = k_i Q_i(t) \quad i = 1, 2, 3 \quad (3.11)$$

wobei die Speicherkonstanten  $k_i$  die Dimension einer Zeit haben. Erfolgt ein Zufluß  $S_i(t)$  in Form von Schmelzwasser oder Regen in die Reservoirs, so ist die zeitliche Änderung der Volumina  $V_i$ :

$$\frac{dV_i}{dt} = S_i - Q_i \quad i = 1, 2, 3 \quad (3.12)$$

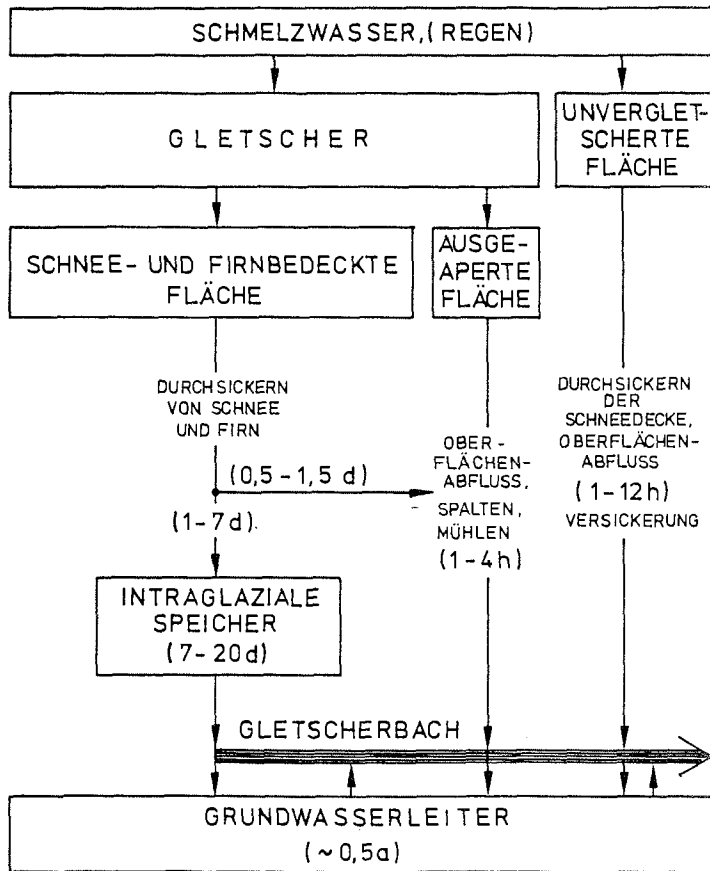


Abb. 3.55: Abflussschema für ein vergletschertes Einzugsgebiet. Die angegebenen Zeiten sind mittlere Fließzeiten bzw. Verweilzeiten des Schmelzwassers in den verschiedenen Speichern des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach.

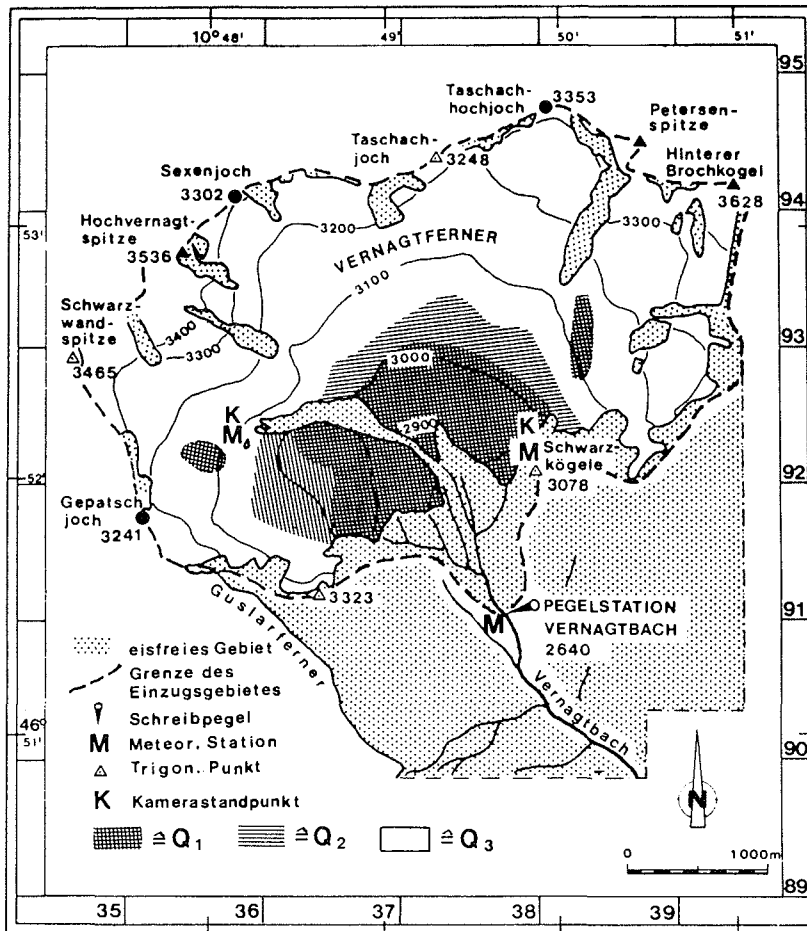


Abb. 3.56: Übersichtskarte des Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach. Die Schraffuren kennzeichnen Gebiete mit unterschiedlichem Abflußverhalten. Dabei entsprechen die Abflußkomponenten  $Q_1$ ,  $Q_2$  und  $Q_3$  den Abflüssen aus dem Eisgebiet, aus dem eisnahen Firngebiet und dem Firn- und Altschneegebiet.

Gl. (3.11) in Gl. (3.12) eingesetzt ergibt:

$$k_i \frac{dQ_i}{dt} = S_i - Q_i \quad i = 1, 2, 3 \quad (3.13)$$

Die allgemeine Lösung dieser Differentialgleichung lautet:

$$Q_i(t) = \int_0^t \frac{S_i(\tau)}{k_i} e^{-(\tau-t)/k_i} d\tau + Q_i(0) e^{-t/k_i} \quad i = 1, 2, 3 \quad (3.14)$$

Mit Gl. (3.14) kann der Abfluß der drei Linearspeicher zu jeder Zeit  $t$  bestimmt werden, falls die Schmelzwasserproduktion  $S_i(t)$ , die Speicherkonstanten  $k_i$  und die Abflüsse  $Q_i(0)$  zur Zeit  $t = 0$  bekannt sind.

Der Gesamtabfluß  $Q_m(t)$  setzt sich aus den Abflüssen  $Q_1(t)$ ,  $Q_2(t)$ ,  $Q_3(t)$  der drei Linearspeicher und einem konstanten Grundwasseranteil  $Q_4$  zusammen:

$$Q_m(t) = Q_1(t) + Q_2(t) + Q_3(t) + Q_4 \quad (3.15)$$

### 3.5.3.2 Die Eingabedaten des Abflußmodells

Zur Berechnung des Abflusses werden als Eingabedaten benötigt:

- Die Speicherkonstanten  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  der drei verwendeten Linearspeicher,
- der als konstant angenommene Grundwasserabfluß  $Q_4$ ,
- die Schmelzwassermenge  $S_i(t)$  einschließlich der Regenniederschlagswerte,
- Die Abflüsse  $Q_i(0)$  zur Zeit  $t=0$  als Anfangswerte für die Simulation.

Eine Methode zur Abschätzung der Gebietsniederschlagsart wurde bereits in Abschn. 3.1.3.2 gegeben. Da Niederschlag in Form von Schnee vom Energiebilanzmodell (s. Abschn. 3.1.2.2) erfaßt wird, ist bei der Abflußmodellierung nur der flüssige Anteil des Niederschlags als Input zu betrachten. Dazu wird die an der Pegelstation Vernagtbach gemessene Niederschlags-höhe mit derjenigen Gletscherfläche multipliziert, die unter der durch die 2-°C-Isotherme festgelegten Höhenlinie liegt. Da jeder der 3 Speicher individuelle Speicherkonstanten besitzt, muß berücksichtigt werden, ob der Niederschlag auf das Eis-, Firn- oder Schneegebiet fällt. Diese so berechnete Niederschlagsmenge wird zum Schmelzwasserinput des jeweiligen Reservoirs addiert.

Die Anfangswerte  $Q_1(0)$  werden aus folgenden Überlegungen abgeleitet:

- Das Reservoir mit dem oberflächlich abfließenden Eisschmelzwasser  $Q_1$  ist bis Mitternacht nahezu ausgelaufen, d.h.  $Q_1(0) = 0$  falls der Modellzeitraum um 0:00 Uhr MEZ beginnt;
- Beginnt der Modellzeitraum noch vor dem Einsetzen der Ablation im hochgelegenen Gletscherbereich, so hat man vom oberen Gletscherbereich kaum nennenswerte Abflußanteile zu erwarten, so daß  $Q_3(0)$  ebenfalls gleich 0 gesetzt werden kann.

Der Beginn des Modellzeitraums für die einzelnen Jahre wurde in der Regel auf den 1.6., 0:00 Uhr MEZ, das Ende auf den 30.9., 24:00 Uhr MEZ, gelegt. Für  $t = 0$  gilt dann:

$$Q_2(0) = Q_m(0) - Q_4 \quad (3.16)$$

$Q_m(0)$  ist der an der Pegelstation Vernagtbach gemessene Abfluß;  $Q_4$  wird zu  $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$  angenommen.



Aus Gl. (3.14) können somit die Abflüsse der einzelnen Speicher bestimmt und mit Gl. (3.15) zum Gesamtabfluß aus dem vergletscherten Einzugsgebiet zusammengefügt werden.

### 3.5.3.3 Ergebnisse der Modellrechnungen

Zur Diskussion der Modellergebnisse werden zunächst drei meteorologisch unterschiedliche Abflußsituationen betrachtet, nämlich Schönwetterperioden, Schlechtwetterperioden und die Nachtstunden.

Die Schönwetterperioden sind durch eine periodische Wiederkehr von Abflußmaxima und -minima gekennzeichnet, die durch den Abfluß  $Q_1$  aus dem Eisgebiet, der im wesentlichen vom Tagesgang der Strahlungsbilanz gesteuert wird, bedingt sind. Das Rückhaltevermögen für Schmelzwasser ist in diesem Speicher sehr gering, im eisnahen Firngebiet dagegen bereits höher, so daß der Abfluß  $Q_2$  aus diesem Reservoir eine wesentlich geringere Tagesamplitude aufweist. Nahezu verschwunden ist die tageszeitliche Periodizität allerdings erst beim Abfluß  $Q_3$  aus dem Schneegebiet; er liefert für die Schönwetterperioden meist einen kontinuierlich steigenden Beitrag oder wie bei dem in Abb. 3.57 dargestellten Beispiel einen annähernd konstanten Beitrag zum Gesamtabfluß. Das Modell liefert für den gezeigten Zeitraum vom 7.9.-20.9.1982 befriedigende Ergebnisse, da für diese Zeiten die Inputdaten relativ genau bestimmt werden können (s. Abschn. 3.1.2.). Die Eintrittszeit der Maxima und Minima wird im Mittel auf  $\pm 1$  Stunde genau wiedergegeben. Die berechneten Stundenmittel des Abflusses weichen im Mittel um 15 % von den gemessenen ab.

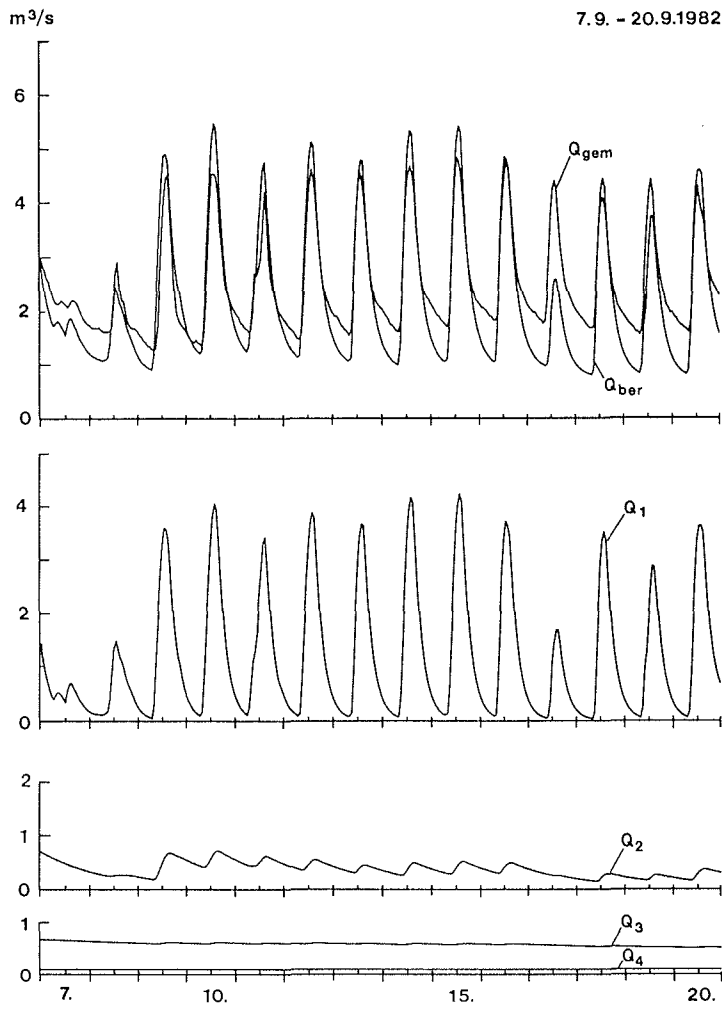


Abb. 3.57: Berechneter ( $Q_{ber}$ ) und gemessener ( $Q_{gem}$ ) Abfluß für den Schönwetterzeitraum vom 7.9.-20.9.1982. Zusätzlich ist der Eisabfluß  $Q_1$ , der Firnabfluß  $Q_2$ , der Schneeabfluß  $Q_3$  sowie der Grundwasseranteil  $Q_4$  angegeben.

Die Abflußganglinie für eine Schlechtwetterperiode ist durch einen starken Abfall charakterisiert, der im Modell durch das Auslaufen der zwei Linearpeicher  $Q_2$  und  $Q_3$  dargestellt wird.

$$Q(t) = \sum_{i=2}^3 Q_i(0)e^{-t/k_i} + Q_4 \quad (3.17)$$

Typische Werte der Speicherkonstanten  $k_2$  und  $k_3$ , berechnet aus Abflußwerten von ausgewählten Schlechtwetterperioden der Jahre mit hohem Ausaperungsstand (1982, 1983, 1985), sind in Tab. 3.33 angeführt. Daraus ergeben sich Mittelwerte für  $k_2 = 21$  h und für  $k_3 = 436$  h, die näherungsweise die in früheren Modelljahren benutzten, u.a. aus der Analyse der Abflußganglinie der Jahre 1976-1978 abgeleiteten Speicherkonstanten  $k_2 = 30$  h und  $k_3 = 430$  h (OERTER et al. 1981) bestätigen. Daß die Speicherkonstante  $k_2$  geringer wurde,

Zeitraum	Speicherkonstante $k_2$		Speicherkonstante $k_3$	
	[h]	[d]	[h]	[d]
27.06.-01.07.1982	18	0,75	320	13,3
04.08.-07.08.1983 11.09.-20.09.1983	17 19	0,7 0,8	140 520	5,8 21,7
08.06.-25.06.1985 13.10.-20.10.1985	30 22	1,25 0,9	620 580	25,8 24,2

Tab. 3.33: Speicherkonstanten  $k_2$  und  $k_3$  für den Abfluß während Schlechtwetterperioden im Anschluß an Schönwetterperioden für Jahre mit hohem Ausaperungsstand.

dürfte wohl durch die starke Ausaperung und Firnablation der letzten Jahre im mittleren Gletscherbereich bedingt sein.

Abb. 3.58 zeigt, daß Gl. (3.15) bzw. (3.17) die Form der Abflußkurve während Schlechtwetterperioden, die im Anschluß an Schönwetterperioden auftreten, gut wiedergibt. Wird jedoch eine Schlechtwetterperiode von kurzzeitiger Wetterbesserung mit tagsüber einsetzender Schmelzwasserproduktion unterbrochen, so werden die dabei auftretenden Abflußspitzen häufig vom Modell nicht erfaßt (Abb. 3.59). Dies kann u.a. durch abschmelzenden Neuschnee im Gletschervorfeld verursacht sein. Auf diese Weise lassen sich in Abb. 3.59 die Abflußspitzen an den Tagen nach dem Schlechtwettereinbruch vom 11.9.83 mit wiederholt einsetzenden Neuschneefällen am 11.9. (18,5 mm), 16.9. (14 mm) und 17.9. (2,5 mm) erklären.

Das Abflußmaximum in der Nacht 10./11.9 ist dagegen auf einen direkt abfließenden Regen mit 18,5 mm Ergiebigkeit, der am 10.9.1983 zwischen 10:00 und 24:00 Uhr MEZ war, zurückzuführen. An diesem Tag betrug das Lufttemperaturmittel an der Pegelstation Vernagtbach +7 °C, was einer 2-°C-Grenze von ca. 3400 m ü.NN entspricht (s. Abschn. 3.1.3). Das Eisgebiet war zu diesem Zeitpunkt mächtig ausgedehnt, so daß das anfallende Regenwasser ungehindert abfließen konnte. Das nur auf den Eingabedaten aus der Energiebilanz beruhende Modellergebnis (strichlierte Kurve in Abb. 3.59) bildet daher diesen Peak kaum nach. Die durchgezogene Kurve berücksichtigt dagegen diesen Direktabfluß und paßt sich daher an diesem Tag wesentlich besser der gemessenen Abflußkurve an.

Insgesamt weicht während Schlechtwetterperioden der mit dem Modell berechnete Abfluß vom gemessenen Abfluß im Mittel etwa 20 % ab.

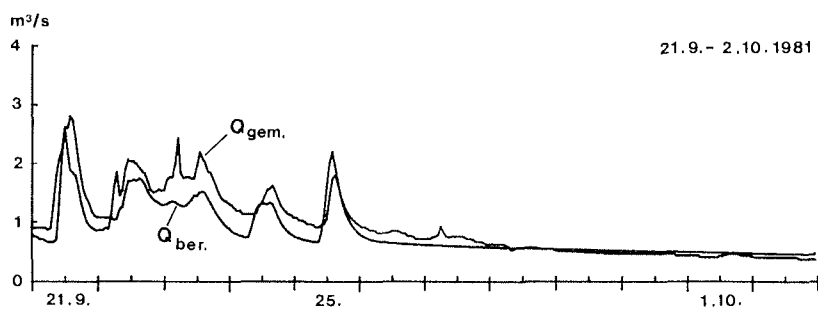


Abb. 3.58: Berechneter ( $Q_{ber}$ ) und gemessener ( $Q_{gem}$ ) Abfluß für den Schlechtwetterzeitraum vom 21.9.-2.10.1981

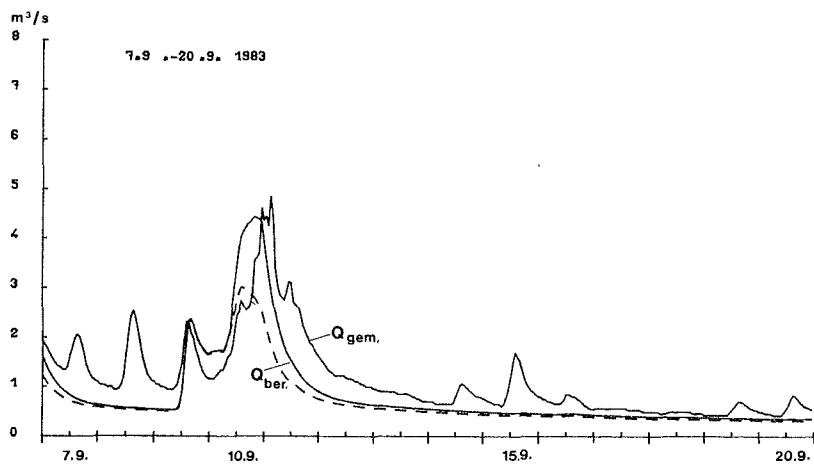


Abb. 3.59: Berechneter ( $Q_{ber}$ ) und gemessener ( $Q_{gem}$ ) Abfluß für die Zeit vom 7.9.-20.9.1983. Gestrichelt ist der ohne Einbeziehung des Flüssigniederschlags berechnete Abfluß aufgetragen.

Das Abflußgeschehen während der Nacht ist mit dem der Schlechtwetterperioden vergleichbar. Die Abflußkurve kann daher auch hier durch das exponentielle Auslaufen zweier Speicher mit den Abflüssen  $Q_1$  und  $Q_2 + Q_3$  beschrieben werden. Der Abfluß  $Q_3$  reagiert, bedingt durch seine große Speicherkonstante nicht auf die im Vergleich zum Tag veränderten nächtlichen Abflußbedingungen, so daß die Speicherkonstanten  $k_2$  und  $k_3$  zur Berechnung von  $k_1$  zu  $k_{2,3}$  zusammengefaßt werden können. In Tab. 3.34 sind die für die Monate Mai-September der Jahre 1982 und 1983 berechneten Monatsmittel der Speicherkonstanten  $k_1$  und  $k_{2,3}$  angegeben.

Die Speicherkonstanten nehmen im Jahr 1982 mit zunehmender Ablation ab. Dieser Trend ist nach der Theorie von RÖTHLISBERGER (1972) zu erwarten. Danach erweitern sich nämlich im

Monat	Speicherkonstante $k_1$ [h]	Speicherkonstante $k_{2,3}$ [h]	[d]
1982			
Mai	8	34	1,4
Juni	9	44	1,8
Juli	8	54	2,3
August	4	55	2,3
September	4	44	1,8
1983			
Mai	6	20	0,8
Juni	6	47	2,0
Juli	7	47	2,0
August	8	51	2,1
September	7	60	2,5

Tab. 3.34: Speicherkonstanten  $k_1$  und  $k_{2,3}$  (Monatsmittewerte) für den Abfluß während der Nachtstunden in den Jahren 1982 und 1983

Ablationsgebiet die Röhren des intra- und subglazialen Abflußsystems des Gletschers ("Röthlisberger Channels") mit fortschreitender Ablation, was schnellere Fließzeiten und somit kleinere Speicherkonstanten zur Folge hat.

Bei der Interpretation der Speicherkonstanten des Jahres 1983 ist zu berücksichtigen, daß bei gleich großer Ausdehnung des Eisgebietes, aber geringerer Ablation als 1982 das Abflußsystem möglicherweise weniger leistungsfähig entwickelt war. Im Vergleich zu den Jahren vor 1982 sind die damals kleineren Speicherkonstanten  $k_1$  und  $k_2$  auf die deutlich geringere Ausdehnung des Eisgebietes zurückzuführen. Dieser Effekt beeinflußt nicht das langfristige Auslaufverhalten während einer Schlechtwettersituation, da der Speicherraum mit dem Abfluß  $Q_3$  ein größeres Rückhaltevermögen für das Schmelzwasser besitzt als die Speicher für  $Q_1$  und  $Q_2$ .

In Abb. 3.60 sind für den Zeitraum 27.7.-9.8.1983 die Ergebnisse der Modellrechnungen unter der Verwendung der Speicherkonstanten  $k_1 = 4$  h,  $k_2 = 30$  h,  $k_3 = 430$  h und  $k_1 = 8$  h,  $k_2 = 50$  h,  $k_3 = 430$  h mit den Abflußmessungen verglichen.

Es ist zu erkennen, daß die mit den größeren Speicherkonstanten berechnete Abflußkurve besser mit der gemessenen übereinstimmt. Die bei Schönwetterperioden auftretenden Abflußspitzen werden dann nicht mehr überschätzt, das Auslaufen der Linearspeicher, z.B. bedingt durch einen Schlechtwettereinbruch nach dem 2.8. geht langsamer vor sich.

In der Abb. 3.61 sind für die vorliegenden 8 Modelljahre 1978-1985 die Summenlinien des berechneten und gemessenen Abflusses dargestellt, wobei die gerasterte Fläche den An-

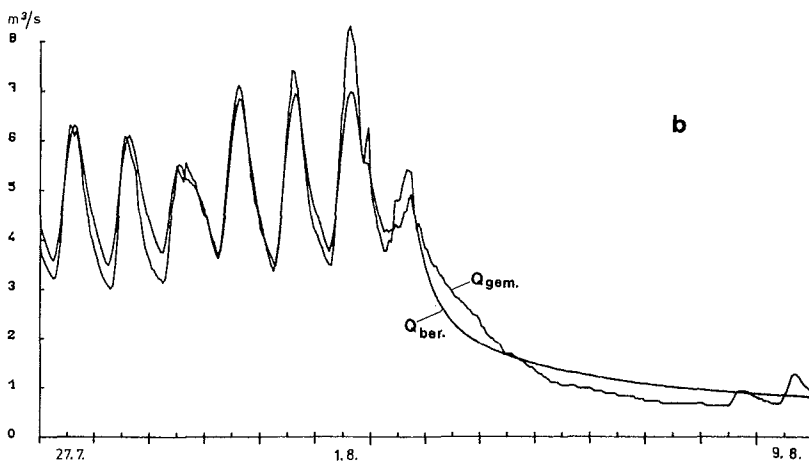
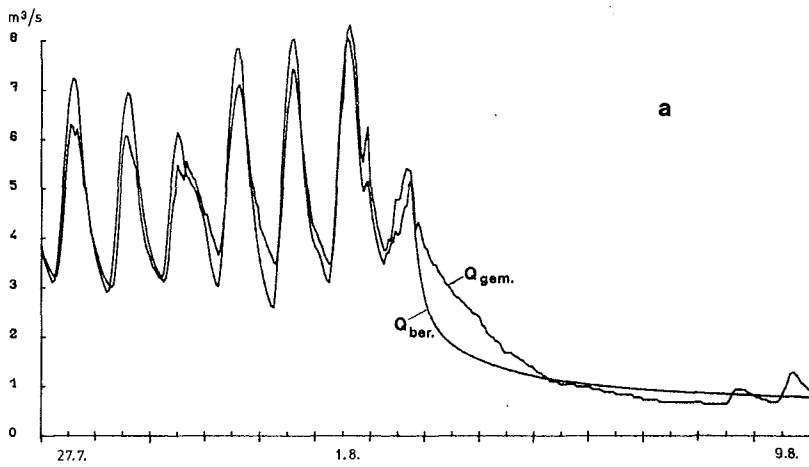


Abb. 3.60: Einfluß der Speicherkonstanten auf die berechnete Abflußganglinie für die Zeit vom 27.7.-9.8.1983:  
a) Speicherkonstante  $k_1 = 4$  h,  $k_2 = 30$  h,  $k_3 = 430$  h  
b)  $k_1 = 8$  h,  $k_2 = 50$  h,  $k_3 = 430$  h.



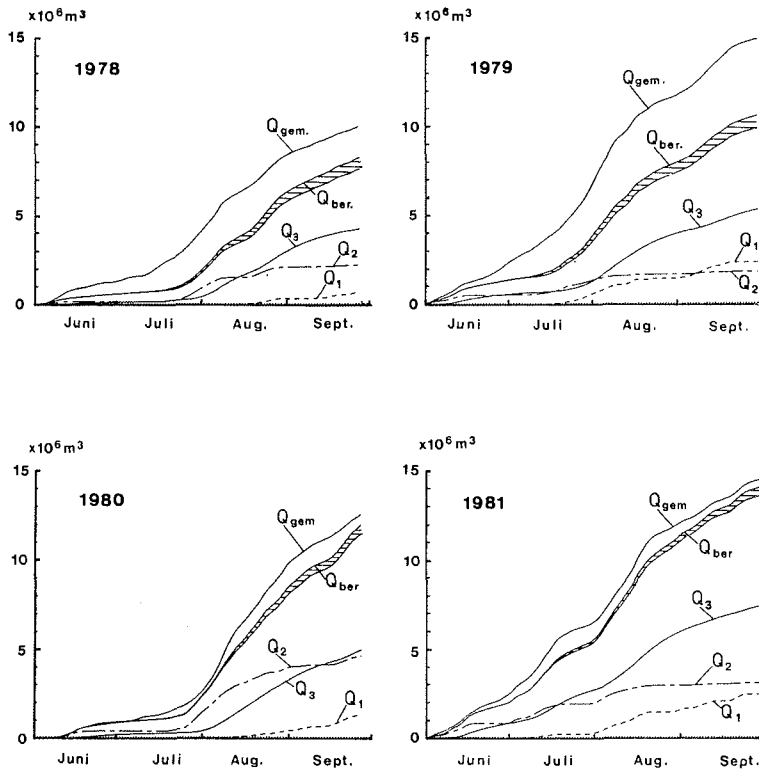


Abb. 3.61a: Summenkurven für die einzelnen Modelljahre 1978-1981. Aufgetragen sind der gemessene ( $Q_{gem}$ ) und berechnete ( $Q_{ber}$ ) Abfluß, die Abflußanteile vom Eis- ( $Q_1$ ), Firn- ( $Q_2$ ) und Schneegebiet ( $Q_3$ ) sowie gerastert dargestellt der Abflußanteil des Regens.

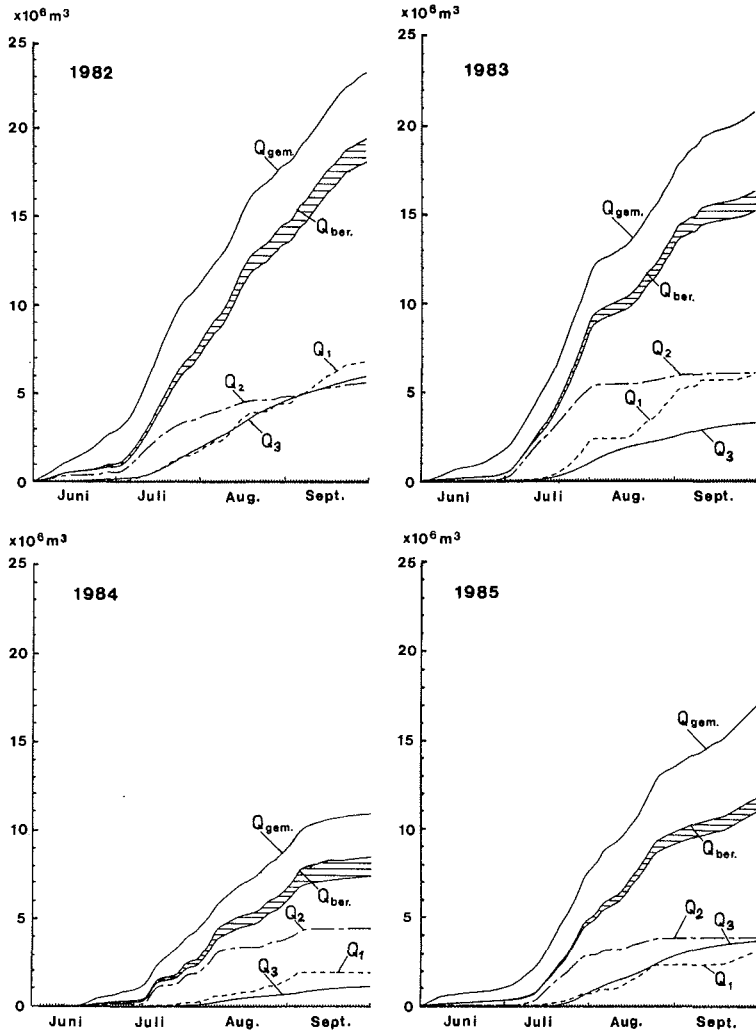


Abb. 3.61b: Summenkurven für die einzelnen Modelljahre 1982-1985. Aufgetragen sind der gemessene ( $Q_{\text{gem}}$ ) und berechnete ( $Q_{\text{ber}}$ ) Abfluß, die Abflußanteile vom Eis- ( $Q_1$ ), Firn- ( $Q_2$ ) und Schneegebiet ( $Q_3$ ) sowie gerastert dargestellt der Abflußanteil des Regens.

teil des Regenabflusses ausweist. Außerdem sind die Anteile der drei Linearspeicher am Gesamtabfluß angegeben. Die entsprechenden Jahressummen sind in Tab. 3.35 aufgelistet. Aufgrund von langen Schlechtwetterphasen, die den Anfangszeitpunkt für die Berechnung der Schmelzwasserproduktion in den Jahren 1980 und 1984 in den Juni verschoben haben, liegt der Anfangszeitpunkt für die Abflußmodellierung 1980 am 4.6. und 1984 erst am 14.6. und nicht wie in den übrigen Jahren am 1.6. Die erhaltenen Ergebnisse werden im folgenden jedoch

Jahr	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985
$Q_{gem}$ [ $10^6 m^3$ ]	9,978	14,89	12,58	14,51	23,22	20,79	10,99	16,97
$Q_{ber}$ [ $10^6 m^3$ ]	8,243	10,57	11,99	14,09	19,43	16,33	8,54	11,75
$Q_{ber}/Q_{gem}$ [%]	82,6	71,0	95,3	97,1	83,7	78,5	77,7	69,2
$Q_1/Q_{ber}$ [%]	8,6	22,3	11,2	17,5	35,1	36,6	22,8	26,5
$Q_2/Q_{ber}$ [%]	27,3	17,4	38,8	22,1	28,8	36,9	51,9	33,1
$Q_3/Q_{ber}$ [%]	51,7	50,4	41,7	52,9	30,7	20,0	13,8	31,4
$Q_4/Q_{ber}$ [%]	12,4	9,9	8,3	7,5	5,4	6,5	11,5	9,0
$P_f/Q_{ber}$ [%]	8,2	7,0	4,5	3,8	7,0	7,1	12,5	6,9

Tab. 3.35: Ergebnis des Abflußmodells für die Modellperioden 1978-1985

$Q_{gem}$ : gemessener Abfluß während des Modellzeitraums  
 $Q_{ber}$ : berechneter Abfluß (einschl. Regen) während des Modellzeitraums  
 $Q_1, Q_2, Q_3$ : berechnete Abflüsse aus dem Eisgebiet (1), dem eisnahen Firngebiet (2) und dem Firn- und Altschneegebiet (3)  
 $Q_4$ : Grundwasseranteil  
 $P_f$ : Flüssigniederschlag

trotzdem miteinander verglichen, was bei der geringen zeitlichen Verschiebung durchaus erlaubt ist.

Die niedrigsten Abflußmengen errechneten sich für die Jahre 1978 mit  $8,24 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  und 1984 mit  $8,54 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , während in den Jahren 1982 mit  $19,43 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  und 1983 mit  $16,33 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  die höchsten Abflußbeträge erzielt wurden. Dem durchschnittlichen Abfluß von  $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  pro Modellzeitraum entsprachen in etwa die Jahre 1979, 1980, 1981 und 1985.

Von den Abflußanteilen  $Q_1$ ,  $Q_2$  und  $Q_3$  bestimmt  $Q_2$  vorwiegend in der ersten Hälfte des Modellzeitraums den Gesamtabfluß, während aufgrund der fortschreitenden Ablation  $Q_1$  und  $Q_3$  im August und September das Abflußgeschehen beherrschen. Der Eisabfluß  $Q_1$  macht sich besonders in den Jahren 1981/82 und 1982/83 mit stark negativen Massenbilanzen, (s. Abschn. 3.6) mit gut 35 % Anteil am Gesamtabfluß bemerkbar. Auffällig ist beim Eisschmelzwasserabfluß die große Variationsbreite von 8,6 % (1978) bis 36,6 % (1983) am Gesamtabfluß. Das ausgeglichene Verhalten zeigt der Abfluß  $Q_2$ , wenn man von dem als konstant angenommenen Grundwasserabfluß  $Q_4$  absieht. Hier unterscheiden sich der Maximalanteil (1984) vom Minimalanteil (1979) um den Faktor 3. Den größten Beitrag zum Gesamtabfluß liefert im Mittel der Abfluß  $Q_3$  mit 36,6 %, gefolgt von  $Q_2$  mit 32 % und  $Q_1$  mit 22,6 %. Der Grundwasseranteil beträgt im Mittel 8,8 %.

Erwähnenswert ist noch der Anteil des Regens am berechneten Abfluß. Dieser beträgt im Mittel 7,1 % mit einem Maximum im Jahre 1984 von 12,5 % und einem Minimalwert von 3,8 % im Jahre 1981.

Es fällt auf, daß der berechnete Abflußbetrag stets unter dem gemessenen bleibt. Aus den 8 vorliegenden Modelljahren ergibt sich für die Dauer eines Modellzeitraums Juni-September für den gemessenen Abfluß als Mittel  $15,48 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , für den berechneten Abfluß  $14,62 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , was einer Abweichung von 6 % entspricht. Die mittlere Abweichung vom Mittelwert beträgt  $3,62 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  bzw.  $3,0 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ; die Standardabweichung  $4,63 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  bzw.  $3,84 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Diese systematische Abweichung läßt sich mit dem Schmelzwasseranteil, der vom Gletschervorfeld ( $F = 1,83 \text{ km}^2$ ) herührt, erklären. In der Abb. 3.62 ist für die Jahre 1978-1985 die aufsummierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluß dargestellt. Die Dreiecke zeigen den Zeitpunkt, ab dem das Vorfeld im jeweiligen Jahr schneefrei war. Aus der Darstellung ist zu erkennen, daß die Differenzen zunächst relativ stark, dann aber nach diesem Datum weniger zunehmen. Für die Jahre 1978, 1979, 1980, 1982 ergibt sich sogar eine im weiteren Verlauf konstante Differenz. Schon danach kann angenommen werden, daß der Fehlbetrag zwischen berechneten und gemessenem Abfluß weitgehend dem Vorfeld zuzurechnen ist.

Die Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluß entspricht auch in der Größenordnung dem in Abschn. 3.15 abgeschätzten Betrag des Vorfeldabflusses von ca.  $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ .

Nur 1985 zeigt die Differenz auch nach dem Schneefreiwerden des Vorfeldes eine deutlich steigende Tendenz. Die Ursache hierfür liegt in den sehr starken Schneefällen im August dieses Jahres, die mit 115 mm w.e. viermal so hoch wie der Mittelwert der Jahre 1975-1985 (Tab. 3.3, s. Abschn. 3.1.3) waren. Die auf das Vorfeld entfallende Niederschlagsmenge betrug dabei ca.  $0,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ .

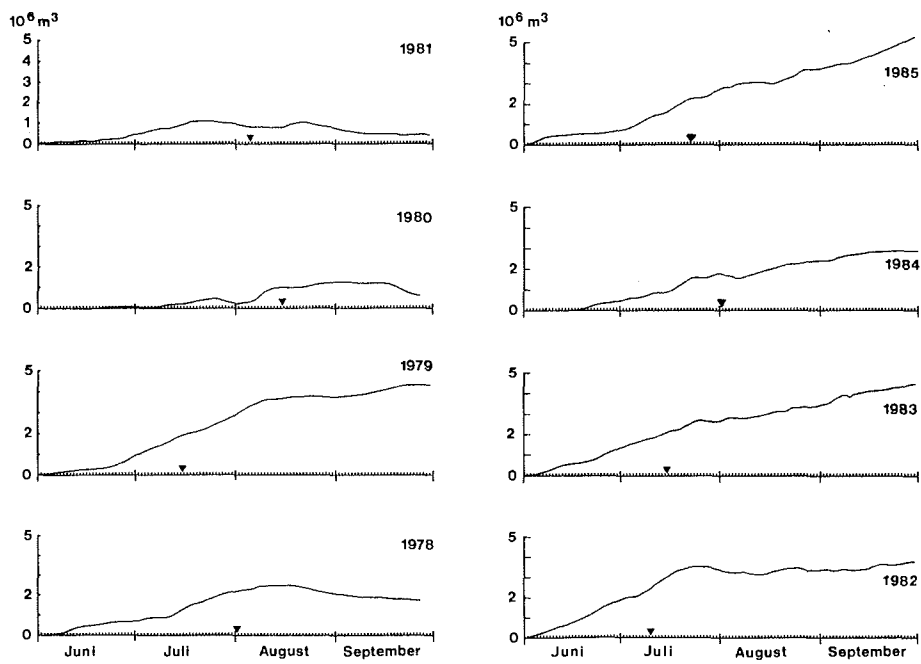


Abb. 3.62: Aufsummierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluß für die Jahre 1978-1985. Die Dreiecke markieren den Zeitpunkt zu dem das Vorfeld im jeweiligen Jahr schneefrei war.

#### 3.5.4 Korrelation des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach mit den Abflüssen stromabwärts gelegener Pegelstellen

Der an der Pegelstation Vernagtbach gemessene Abfluß wurde mit Abflußdaten aus dem Pegelnetz des Hydrographischen Dienstes in Österreich verglichen (OERTER & ZUNKE, im Druck). Hierfür wurden die beiden Pegel Vent, Rofenache, und Vent, Venter Ache, sowie der Pegel Oberried an der Ötztaler Ache (Abb. 3.63) ausgewählt. Die Pegel kontrollieren in der angegebenen Reihenfolge zunehmend größere Einzugsgebiete mit abnehmenden Anteilen an vergletscherten Flächen.

Abb. 3.64 zeigt die Ganglinie der Jahresmittelwerte des Abflusses an den ausgewählten 4 Pegeln (soweit sie zum Zeitpunkt der vorliegenden Untersuchung publiziert waren) sowie des Niederschlags an der meteorologischen Station Vent. Besonders gekennzeichnet ist der Zeitraum 1974-1980, der als Vergleichszeitraum für die Korrelationsrechnungen auf der Basis von Tagesmittelwerten dient.

Die Variationskoeffizienten für die Jahressummen des Abflusses der genannten Pegel und des Niederschlags sind in Tab. 3.36 zusammengestellt. Für den Zeitraum 1974-80 liegen sie alle in der gleichen Größenordnung (zwischen 0,12 und 0,17), wobei der Niederschlag die größten Schwankungen aufweist. Sie entsprechen mit Ausnahme der Werte für die Pegelstation Vernagtbach auch den Variationskoeffizienten, die für die gesamten vorliegenden MeBreihen bestimmt wurden.

Während des gewählten Vergleichszeitraums 1974-1980 schwanken die Abflüsse von Rofenache, Venter Ache und Ötztaler Ache ohne erkennbaren Trend um den langjährigen Mittelwert (Abb. 3.64). Der Abfluß an der Ötztaler Ache liegt 5,5 %, der Niederschlag 3,5 % über dem langjährigen Mittel seit

1956 bzw. 1951. Die Massenbilanz der Gletscher im Untersuchungsgebiet war im ausgewählten Vergleichszeitraum ausgeglichen bis leicht positiv.

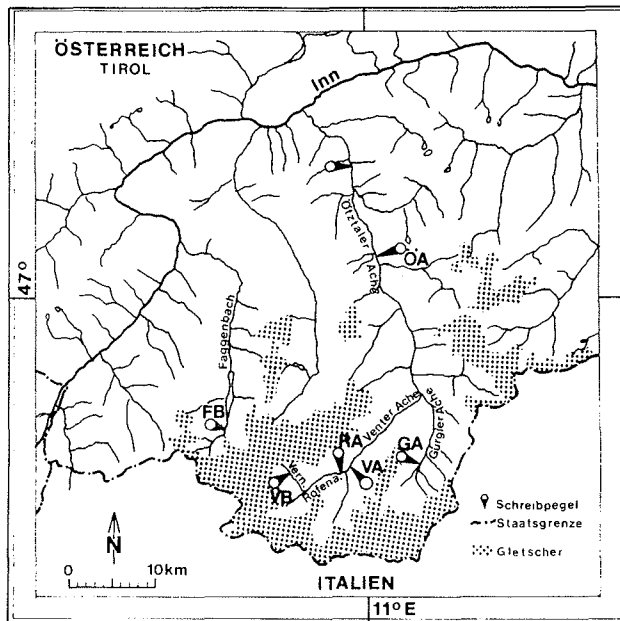


Abb. 3.63: Übersichtsskizze zum Gewässernetz in Tirol (auszugsweise) mit den vergletscherten Flächen und ausgewählten Abflußmeßstellen in den Ötztaler Alpen

VB: Pegelstation Vernagtbach (2635 m ü.NN,  $F_N = 11,44 \text{ km}^2$ ,  $H = 3125 \text{ m ü.NN}$ , 83,5 % vergletschert)

RA: Rofenache, Pegel Vent (1905 m ü.NN,  $F_N = 96,2 \text{ km}^2$ , 43,5 % vergletschert)

VA: Venter Ache, Pegel Vent (1877 m ü.NN,  $F_N = 164,7 \text{ km}^2$ ,  $H = 2450 \text{ m ü.NN}$ , 40,4 % vergletschert)

ÖA: Ötztaler Ache, Pegel Oberried (1161 m ü.NN,  $F_N = 630,3 \text{ km}^2$ ,  $H = 2450 \text{ m ü.NN}$ , 20,4 % vergletschert)

$F_N$  = Fläche des Einzugsgebietes,  $H$  = mittlere Höhe des Einzugsgebietes, Vern.: Vernagt-bach, Rofena.: Rofenache



	1974-80	1974-84	1967-80	1951-80	1956-80
VB	0,14	0,28			
RA	0,13		0,13		
VA	0,12			0,12	
ÖA	0,15				0,11
P <sub>Vent</sub>	0,17			0,14	

Tab. 3.36: Variationskoeffizienten  $c_v$  (Verhältnis Standardabweichung zu Mittelwert) der jährlichen Abflüsse an den Pegeln Vernagtbach (VB), Rofenache (RA), Venter Ache (VA) und Öztaler Ache (ÖA) (Abb. 3.63) sowie des Niederschlags von Vent ( $P_{\text{Vent}}$ ) für die Zeit 1974-1980 und für die gesamten vorliegenden Beobachtungsreihen.

Für die Korrelation der Tagesmittelwerte des Abflusses an der Pegelstation Vernagtbach mit den stromabwärts gelegenen Pegeln sind die Korrelationskoeffizienten in Tab. 3.37 zusammengestellt. Die Korrelation mit den Pegeln Rofenache und Venter Ache ist in den Monaten Juni-September gut; während des Monats Mai ist sie, durch den früheren Beginn der Schneeschmelze in den tiefer gelegenen Teilen der Einzugsgebiete bedingt, etwas schlechter. An der Pegelstelle Oberried in der Öztaler Ache wird der Einfluß des Abflusses aus den vergletscherten Gebieten (20 % Flächenanteil) bereits stark durch Regenabfluß überlagert, so daß die Korrelationsgüte abnimmt.

Eine über die sieben Jahre 1974-1980 gemittelte Abflußganglinie zeigt Abb. 3.65a. Die Anteile der Abflußsummen für die Monate Mai-September an der Jahressumme betragen im Vernagtbach 93 %, in der Venter Ache 87 % und in der Öztaler Ache 84 %. Bei der Ganglinie des auf den Abfluß an

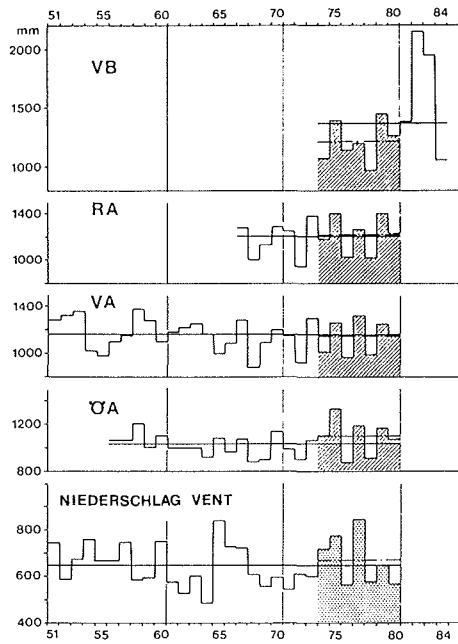


Abb. 3.64: Ganglinien der jährlichen Abflußhöhen an den Pegeln Vernagtbach (VB), Rofenache (RA), Venter Ache (VA) und Öztaler Ache (ÖA) (Abb. 3.63) für die Jahre mit publizierten Abflußdaten. Die jährlichen Niederschlagshöhen von Vent sind ebenfalls eingezeichnet. Die entsprechenden Variationskoeffizienten  $c_v$  sind in Tab. 3.36 angegeben.

Q(VB)-Q(y)	Mai	Juni	Juli	August	September
<u>VB-RA</u>					
r	0,833	0,913	0,917	0,930	0,910
A <sub>0</sub> , A <sub>1</sub>	0,9 11,6	0,3 10,7	2,7 6,1	2,0 5,6	1,3 5,0
<u>VB-VA</u>					
r	0,844	0,933	0,905	0,932	0,878
A <sub>0</sub> , A <sub>1</sub>	1,6 22,2	1,3 17,7	5,7 9,6	2,2 9,9	1,8 8,5
<u>VB-ÖA</u>					
r	0,822	0,920	0,794	0,808	0,698
A <sub>0</sub> , A <sub>1</sub>	10,7 11,0	14,0 70,5	32,1 25,7	11,3 24,4	13,5 17,0

Tab. 3.37: Mittlere Korrelationskoeffizienten der linearen Regression  $Q(y) = A_0 + A_1 Q(VB)$  der Tagesmittelwerte des Abflusses an den Pegeln Vernagtbach (VB), Rofenache (RA), Venter Ache (VA) und Ötztaler Ache (ÖA) (Abb. 3.63) für die Ablationsperioden 1974-1980 (RA nur 1976-80). Q(VB): Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach, Q(y): Abfluß an Rofenache, Venter Ache oder Ötztaler Ache.

der Pegelstation Vernagtbach normierten Abflusses (Abb. 3.65b) zeigt der deutliche Peak Ende April/Anfang Mai, daß der Abfluß am Pegel Oberried vorwiegend durch Schneeschmelze in den tieferen Tallagen bestimmt wird, während die hochgelegenen Einzugsgebiete nur unwesentlich zum Abfluß beitragen. Dieses Verhältnis verändert sich im Laufe des Sommers. Dann nimmt der Abfluß am Pegel Oberried relativ zum Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach ab und das Verhältnis zwischen beiden bleibt annähernd konstant.

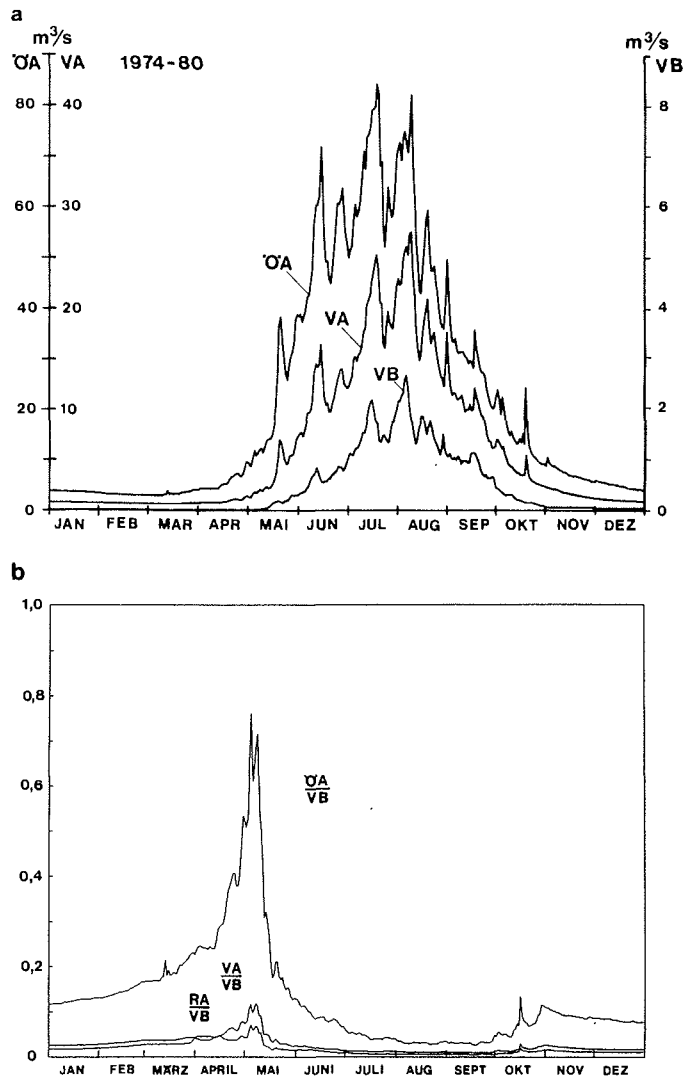


Abb. 3.65: Abfluß an den Pegeln Vernagtbach (VB), Venter Ache (VA) und Öztaler Ache (ÖA) in den Jahren 1974-1980.  
a) mittlere Tagesmittelwerte  
b) auf den Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach normierte mittlere Tagesmittelwerte

### 3.6 Massenbilanz des Vernagtferners

Der Anstoß zur direkten Bestimmung des Massenhaushaltes von Gletschern ging primär von der Klimatologie aus. Die Bemühung, eine möglichst eindeutige Beziehung zwischen Gletscherschwankungen und Veränderungen des Klimas angeben zu können, machte es zunächst erforderlich, das Gletscherverhalten durch eine geeignete Kenngröße hinreichend exakt zu beschreiben. Die seit Jahrzehnten vorgenommenen Messungen der Längenänderungen zahlreicher Gletscherzungen waren dafür kein ausreichend charakteristischer Parameter. In einer seiner grundlegenden Arbeiten zu diesem Komplex stellt HOINKES (1964) fest: "Nur Schwankungen im Massenhaushalt eines Gletschers stehen in unmittelbarer Beziehung zu Schwankungen der klimatischen Umwelt". Diese zentrale Stellung des Massenhaushaltes in der Abfolge der wirksamen Prozesse von den auslösenden klimatischen Vorgängen bis zu den letztlich resultierenden Veränderungen des Gletschers in Form und Ausdehnung und den Auswirkungen auf die Umgebung des Gletschers durch die Ausbildung und Ablagerung von Moränen soll Abb. 3.66 verdeutlichen. Dieses Schema läßt unmittelbar die Schwierigkeiten erkennen, denen die Analyse der Gletscher-Klima-Beziehungen begegnet. Schwankungen im Massenhaushalt eines Gletschers sind nämlich sowohl von Schwankungen der Akkumulation als auch der Ablation abhängig. Eine eindeutige Zuordnung von Massenhaushalten und klimatischen Gegebenheiten ist deshalb nur möglich, wenn Informationen bezüglich der Komponenten der Massenbilanz verfügbar sind.

Außerdem weist KUHN (1981) darauf hin, daß das Gletscherverhalten, beschrieben durch Massenhaushaltsschwankungen und die in der Folge davon ausgelösten morphologischen Veränderungen ein gänzlich anderes Frequenzspektrum besitzt, als die in der meteorologischen Zeitskala synoptischer Vorgänge

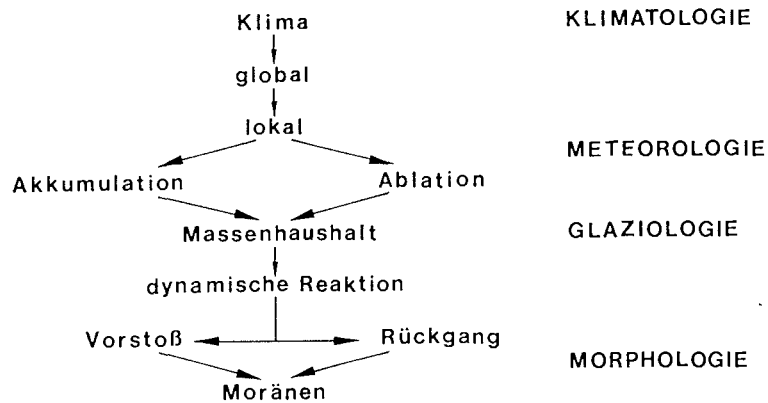


Abb. 3.66: Schematische Darstellung der Auslösung und Wirkungen von Gletscherveränderungen (modifiziert nach MEIER 1962 und KUHN 1981)

variierenden Prozesse von Akkumulation und Ablation. Die Speicherung klimarelevanter Informationen durch den Gletscher entspricht demnach einer Tiefpaßfilterung, ein Rückschluß auf die steuernden Prozesse ist dabei nur sehr beschränkt möglich. Diese letzteren Einschränkungen gelten jedoch nur bedingt. Sie können durch die kombinierte Anwendung der glaziologischen und der hydrologischen Methode der Massenhaushaltsbestimmung zumindest teilweise eliminiert werden (s. Abschn. 3.6.2).

### 3.6.1 Ermittlung des Massenhaushalts des Vernagtferners nach der direkten glaziologischen Methode

Die hydrologische Bilanz eines vergletscherten Einzugsgebietes wird in vereinfachter Form beschrieben durch die Gleichung

$$P + V + Q + B = 0 \quad (3.18)$$

P = Niederschlag  
V = Verdunstung  
Q = Abfluß  
B = Massenbilanz des Gletschers

Mit dem Speicherterm B wird wiederum stark vereinfacht die Differenz von Rücklage und Verbrauch des Gletschers angegeben.

Prinzipiell kann der Speicherterm B als Restglied der hydrologischen Bilanz Gl. (3.18) bestimmt werden ("hydrologische Methode der Massenhaushaltsbestimmung"). Da dieser Term in normalen Jahren von der gleichen Größenordnung wie die Verdunstung (s. Abschn. 3.7.2) ist und einen ähnlichen Betrag wie der Fehler bei der Ermittlung des Gebietsniederschlags (s. Abschn. 3.1.5) aufweisen kann, ist dieses Verfahren mit erheblichen Unsicherheiten belastet. B ist jedoch auch als Massenänderung der direkten Messung auf dem Gletscher zugänglich ("direkte glaziologische Methode der Massenhaushaltsbestimmung"). Am Vernagtferner wurden beide Methoden zusammen mit einer dritten angewandt, welche den Vergleich genauer großmaßstäbiger Karten zur Berechnung von Volumenänderungen aus der Verlagerung von Schichtlinien benutzt ("geodätische Methode der Massenhaushaltsbestimmung", s. Abschn. 3.6.3).

Nach den zu Beginn der IHD einheitlich eingeführten Definitionen und Bezeichnungsweisen (UNESCO 1969) entsprechen der Rücklage und dem Verbrauch die beiden Größen Nettoakkumulation C bzw. Nettoablation A des Gletschers; ihre algebraische Summe ergibt die Nettomassenbilanz B, wobei für die flächenspezifischen Werte dieser Größe ( $\text{g/cm}^2$ ) folgende Definition gilt:

$$b = \int_{t_1}^{t_2} (\dot{c} + \dot{a}) dt \quad (3.19)$$

mit

$\dot{c}$  = Akkumulationsrate

$\dot{a}$  = Ablationsrate

b = spezifische Nettomassenbilanz

Der Wert von b ist positiv, wenn an der betreffenden Meßstelle im Bezugszeitraum  $t_2 - t_1$  ein Massenzuwachs resultiert ( $c > a$ ); er wird negativ, wenn an dem gleichen Meßpunkt im gleichen Zeitintervall ein Massenverlust festgestellt wird ( $a > c$ ).

Der Bereich des Gletschers mit positiven Werten von b entspricht dem Akkumulationsgebiet (Fläche  $S_c$ ), der mit negativen Werten von b dem Ablationsgebiet (Fläche  $S_a$ ). Beide Bereiche werden durch die Gleichgewichtslinie getrennt, für die definitionsgemäß  $b = 0$  gilt. Die Gesamtbeträge von Nettoakkumulation C und Nettoablation A werden durch Integration über die entsprechenden Flächenanteile von Akkumulations- bzw. Ablationsgebiet erhalten

$$C = \int_{S_c} c dS \quad (3.20) \quad A = \int_{S_a} a dS \quad (3.21)$$

und

$$B = C + A \quad (3.22)$$

Meßgröße auf dem Gletscher ist b, da stets nur der Nettobetrag der Summenwirkung von Ablation und Akkumulation an einem Punkt erfaßt werden kann.

Der Zeitabschnitt mit überwiegend ablativen Vorgängen wird Ablationsperiode und analog dazu der Zeitraum mit vorwiegend Rücklagenbildung Akkumulationsperiode genannt, während die Massenänderungen entsprechend der jahreszeitlichen Zuordnung auch als Sommer- bzw. Winterbilanz bezeichnet werden. Der Massenhaushalt wird auf ein Jahr als Meßzeitraum bezogen,



wobei bezüglich des Anfangs und Endes zwei Vereinbarungen bestehen:

- Das "fixed date system", wonach der Meßzeitraum auf die Zeit 1.10.-30.9. (= festes Haushaltsjahr) festgelegt wird und
- das "stratigraphic system", bei dem das Zeitintervall durch zwei aufeinanderfolgende Minima des Eisvorrats des Gletschers begrenzt wird (= natürliches Haushaltsjahr). Diese Minima sind weitgehend identisch mit dem Ende der Ablationsperiode.

Bei den Massenhaushaltsuntersuchungen auf dem Vernagtferner wurde aus Gründen der Arbeitsvereinfachung und der besseren Vergleichbarkeit mit den Daten von Hintereis- und Kesselwandferner das "feste Haushaltsjahr" eingeführt und dies auch seither beibehalten. Durch die täglichen Gletscherphotos können nunmehr aber auch die Grenzen des natürlichen Haushaltsjahres, gegeben durch das endgültige Einschneien des Gletschers im Spätherbst, festgelegt werden. Tab. 3.7 (s. Abschn. 3.2.1.1) zeigt für die Jahre 1978-85 neben dem Datum der ersten Ausaperung von Gletschereis auch das Datum der Beendigung der jeweiligen Ablationsperiode. Als mittlere Differenz zwischen "festem" und natürlichem Haushaltsjahr ergibt sich danach  $+6,5$  Tage mit Extremwerten von  $+12$  Tagen (1985) und  $-9$  Tagen (1979). Die Gletscherphotos dokumentieren auch, daß zumindest für den Vernagtferner einer der Haupteinwände gegen das natürliche Haushaltsjahr, es sei über das gesamte Höhenintervall des Gletschers nicht einheitlich festgelegt, praktisch unzutreffend ist. Dieser Einwand wird damit begründet, daß nach einem spätsommerlichen Neuschneefall sich im Zungenbereich des Gletschers die Ablationsperiode noch fortsetzen kann, während im Firngebiet der Neuschnee bereits erhalten bleibt und damit das Haushaltsjahr dort beendet ist. Nach den vorliegenden Photoserien wird beim Vernagtferner die sommerliche Ablationsperiode für das gesamte Gletscherareal i. allg. gleichzeitig beendet.

Die Messung der Ablation erfolgt an "Ablationspegeln". Dies sind Rundholzstangen von 20 mm  $\emptyset$ , die aus 2 m langen Elementen zusammengefügt sind und i. allg. ca. 8 m tief ins Eis eingebohrt werden. Zur Herstellung der Bohrlöcher für die Pegel diente anfangs ein Dampfbohrer nach HOWORKA (1965), von dem im Lauf der Untersuchung des Teilprojekts A1 eine technisch verbesserte Version hergestellt wurde. Die Abschmelzung wird aus der Längenzunahme der Pegelstangen über der Eisoberfläche bestimmt, wobei die Eisdichte zur Umrechnung in das entsprechende Wasseräquivalent mit  $0,9 \text{ g/cm}^3$  angenommen wird. Die Anzahl der verfügbaren Pegelpunkte war von Jahr zu Jahr verschieden. Abb. 3.1 im Anhang zeigt das vollständige Pegelnetz, das aber nicht über den gesamten Untersuchungszeitraum in dieser Dichte erhalten werden konnte. Besonders im Sommer 1982 sind zahlreiche Pegel ausgeapert und so für die Messung verlorengegangen. Gelegentlich schränkte auch Neuschnee, bei dem die Pegel nicht mehr auffindbar waren, die Anzahl der Ablationsmessungen ein. Einige Pegel fielen auch in eisfrei gewordenen Bereichen aus.

Zur Messung der Akkumulation werden Schneeschächte bis zum Sommerhorizont des Vorjahres gegraben. Durch Wägung von Proben, die im Schacht mit einer Sonde von  $50 \text{ cm}^2$  Querschnitt senkrecht abgestochen werden, läßt sich das Wasseräquivalent der aus der Winterschneedecke und aus sommerlichen Schneefällen verbliebenen Nettoakkumulation ermitteln. Die Standardpositionen für die Schneeschachtgrabungen werden durch Akkumulationspegel (verlängerbare Alu-Rohre) markiert. Ablesungen an diesen Akkumulationspegeln ergeben nur beschränkt verwertbare Angaben zur Rücklage. Die Standardpositionen der Schneeprofilaufnahmen sind gleichfalls in Abb. 3.1 des Anhangs eingetragen.

Sämtliche Meßwerte der Akkumulation und Ablation eines Jahres werden lagegerecht in einen möglichst aktuellen Schichtlinienplan (1:10000) eingetragen, ebenso die jeweiligen Grenzlinien, welche Eis-, Firn- und Altschneebereiche gegeneinander abgrenzen. Wenn keine spezielle Kartierung dieser Grenzlinien vorlag, wurden diese Informationen den täglichen Gletscherphotos am Ende des Haushaltsjahres entnommen und anhand der Eintragungen auf der Karte Isolinien der spezifischen Nettomassenbilanz  $b$  konstruiert. Dies geschah im Ablationsgebiet für Werte von 50 zu 50 cm w.e., im Akkumulationsgebiet, angepaßt an die niedrigeren Werte, von 20 zu 20 cm w.e. Die entsprechenden Analysen der Jahre 1964/65-1984/85 sind in den Abb. 3.2-3.18 des Anhangs wiedergegeben. Die unterschiedliche Differenzierung der Analysen für einzelne Jahre ergibt sich z.T. aus der Qualität und dem Umfang der verfügbaren Unterlagen. Die abschließende Ermittlung der Werte der spezifischen Nettomassenbilanz  $b$  erfolgt jeweils für Höhenintervalle von 50 m. Das früher praktizierte Planimetrierungsverfahren wurde ab dem Haushaltsjahr 1982 durch eine digitale Datenerfassung und -verarbeitung ersetzt.

Bei der Messung von Ablation und Akkumulation, der Bearbeitung der Meßwerte, vor allem bei der Erstellung der "Massenbilanzanalyse", d.h. der flächenmäßigen Interpolation der Meßdaten für den gesamten Gletscher und schließlich bei der numerischen Auswertung der Analyse treten Fehler auf, welche die Genauigkeit des Ergebnisses beeinflussen. Die Fehler sind dabei statistischer wie auch systematischer Art. Das Gewicht, das den verschiedenen Meß-, Analysen- und Auswertefehlern zukommt, ist dabei in den einzelnen Jahren sehr unterschiedlich.

Fehler der Messungen und Meßdaten resultieren vor allem aus:

- der begrenzten Genauigkeit, mit der Ablations- und Akkumulationsmessungen durchführbar sind;

- dem Einfluß des Kleinreliefs der Gletscheroberfläche auf den Meßwert;
- der Unsicherheit bei der Extrapolation der Nettobilanzwerte auf das Ende des Haushaltsjahres durch Absetzen von Neuschneebeträgen aus dem Vorjahr oder Andauer der Ablation nach dem 30.09.;
- den Annahmen über die Dichte bei der Ermittlung von Firnablation;

Fehler bei der "Massenbilanzanalyse" ergeben sich

- bei der Konstruktion der Isolinien der spezifischen Nettobilanz wegen der gelegentlich unzureichenden Anzahl von Meßpunkten, aber auch wegen der in der Karte nicht mehr darstellbaren kleinräumigen starken Änderungen von  $b$ ;
- bei der lagemäßigen Übertragung der aus den täglichen Gletscherphotos und zusätzlichen Luftaufnahmen entnehmbaren Informationen bezüglich der Abgrenzung von Eis-, Firn- und Altschneebereichen in die Karte;
- bei der Interpretation der Bildinformationen, besonders bezüglich der Identifizierung von Altschneeflächen bzw. Flächenanteilen mit letztjährigem Firn oder diesjährigem Neuschnee;
- bei der Bewertung der spezifischen Nettobilanz isolierter, nicht durch Meßwerte belegter Flächenteile, besonders in Steilflanken und schwer zugänglichen Spaltengebieten;
- aus der subjektiv-empirischen Berücksichtigung von topographisch bedingten Effekten, wie Verstärkung der Ablation an Kuppen und sonstigen Konvexformen oder der Akkumulation bei Hohlformen und in Leebereichen von Graten und Wänden;
- aus der Orientierung der Analyse an früheren Vorlagen bei ähnlichen Bedingungen;
- aus der weitgehenden Vernachlässigung von Aufeisbildungen und im Firn wiedergefrorenem Schmelzwasser (internal nourishment).

Die Auswertung der Analysen schließt eine Reihe systematischer Fehler ein. Als solche kommen in Betracht:

- die Verwendung identischer Kartenunterlagen für die Analysen mehrerer Jahre, die besonders im Zungenbereich wegen der dort eingetretenen Flächenänderungen zu fehlerhaften Werten führen;
- die leichte Generalisierung der Kartenunterlagen, besonders der Gletschergrenze im Firngebiet mit Vernachlässigung von "Kleinstflächen" (Schnee- und Lawinenrinnen, Felsinseln);
- die gelegentlichen "Konzessionen" bei der Zeichnung der Isolinien von  $b$ , um den Planimetrierungs- und Rechenaufwand in vernünftigen Grenzen zu halten.

Die größten Unsicherheiten werden durch die "Massenbilanzanalyse" bedingt, welche die Vorlage einer flächendeckenden Verteilung der spezifischen Nettobilanz anhand einer begrenzten Zahl von Punktmessungen erfordert. Die bei anderen Gletschern beobachtete Ähnlichkeit der Formen der Ausaperungsfiguren von Jahr zu Jahr (HOINKES 1970; SLUPETZKY 1974) sind beim Vernagtferner nicht in so ausgeprägter Weise gegeben, daß sie als Hilfsmittel bei der Analyse benützt werden könnte. Auch die Anwendung eines "Normalverteilungsmusters" der spezifischen Nettobilanz ist nur sehr eingeschränkt möglich und praktisch nur für das Ablationsgebiet zulässig. Es zeigt sich jedoch, daß die Verteilungen der spezifischen Nettobilanz umso homogener werden, je stärker die Massenänderungen vom ausgeglichenen Zustand abweichen, d.h. für stark negative Massenbilanzen ergeben sich relativ wenig differenzierte Verteilungen der spezifischen Nettoablation, für deutlich positive Massenbilanzen ebenso gleichförmige Verteilungen der spezifischen Nettoakkumulation.

Man kann deshalb davon ausgehen, daß sowohl für ausgeprägt negative wie positive Massenbilanzen der Gesamtfehler kleiner ist als für solche nahe dem ausgeglichenen Zustand. Die Abschätzung der Fehlereinflüsse läßt für den etwa ausgeglichenen Fall einen Fehlerbereich von  $\pm 150$  mm w.e. angemessen erscheinen, während in den anderen Fällen der Fehler mit

$\pm 100$  mm w.e. angenommen werden kann. Bei Massenbilanzen innerhalb eines Wertebereichs von  $\pm 150$  mm w.e. ist also das Vorzeichen der Bilanz nicht mit Sicherheit angebbar. Dies trifft immerhin für 8 Jahre der Massenbilanzreihe zu, die deshalb als annähernd dem stationären Zustand entsprechend gezählt werden. Sieben Jahre sind nach dieser Abgrenzung signifikant positiv und 6 Jahre eindeutig negativ. Auf diese Zusammenfassung wird bei der Behandlung der Bilanzhöhenkurven noch Bezug genommen.

Wegen der einheitlichen Bearbeitung der Meßdaten und Analysen ist die Vergleichbarkeit der resultierenden Nettobilanzwerte der Vernagtreihe mit größerer Genauigkeit möglich als die Fehlerabschätzungen für die einzelnen Jahresbeträge vorgeben. Die Vergleichbarkeit dürfte innerhalb eines Fehlerbereichs von  $\pm 50$  mm w.e. zulässig sein. Fehlerangaben bei Massenbilanzuntersuchungen von anderen Gletschern sind bislang nicht bekannt, so daß ein Vergleich der hier getroffenen Abschätzungen mit entsprechenden Angaben anderer Bearbeiter nicht möglich ist. Eine Kontrolle der Abschätzungen über den Vergleich mit den nach den anderen Methoden der Massenänderungsermittlung bestimmten Beträgen ist ebensowenig möglich, da die Fehler der nach diesen Verfahren ermittelten Werte sicher größer anzunehmen sind als die der glaziologisch ermittelten Nettobilanzen.

#### 3.6.1.1 Ergebnisse der nach der glaziologischen Methode durchgeführten Massenhaushaltsbestimmungen

Abb. 3.67 zeigt die Ergebnisse der nach der glaziologischen Methode bestimmten Massenhaushalte, wobei im oberen Teil der Darstellung die Beträge der spezifischen Nettoakkumulation (nach oben) und Nettoablation (nach unten) sowie der Nettobilanz (gerastert) angegeben sind. Im unteren Teil der Ab-

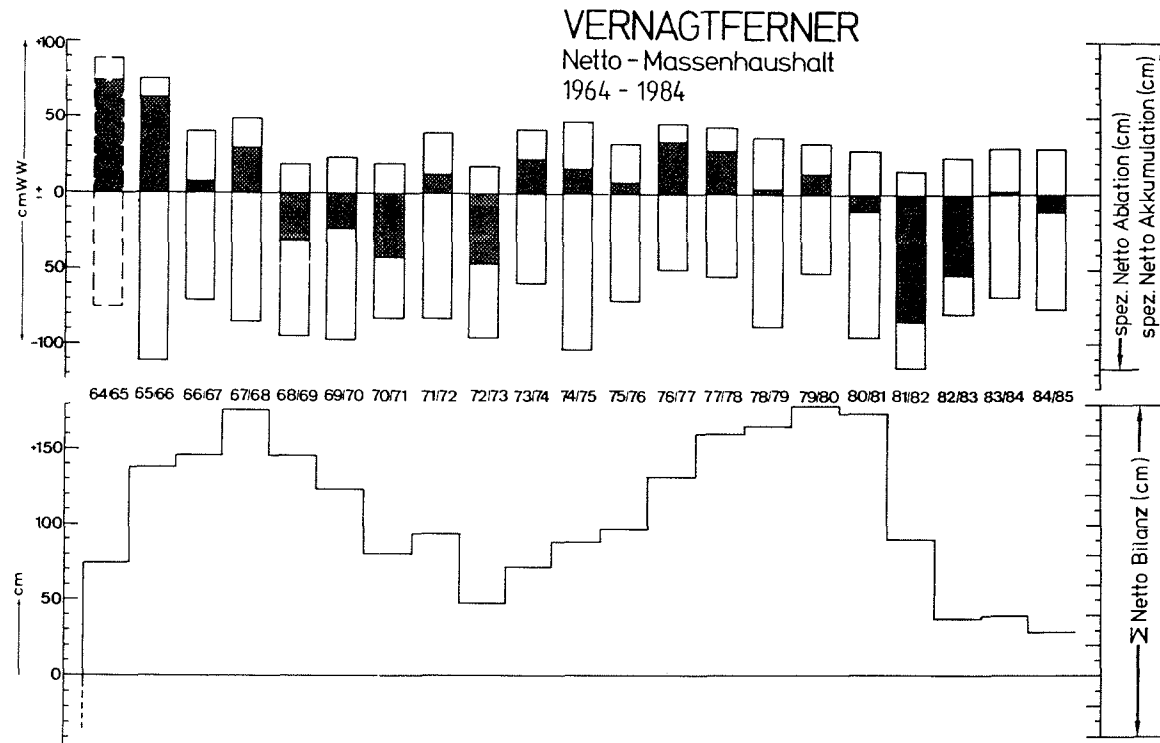


Abb. 3.67: Vernagtferner 1964/65-1984/85: Jahreswerte der spezifischen Nettoakkumulation, Nettoablation und Nettobilanz (gerastert) sowie Summenkurve der spezifischen Nettobilanzwerte über den angegebenen Zeitraum.

bildung ist die Summenlinie der Bilanzwerte wiedergegeben. Die erfaßten Haushaltsjahre 1965-1985 zusammen mit den durch Extrapolation ermittelten Werten für 1964/65 markieren eine deutliche Unterbrechung der über mindestens drei Jahrzehnte anhaltenden mehr oder minder stark defizitären Massenhaushalte.

Tab. 3.38 enthält die zugehörigen Zahlenwerte der Massenbilanzauswertungen, wobei zu den Jahresbeträgen der Nettoakkumulation und Nettoablation ergänzend noch die betreffenden Flächenwerte aufgeführt sind.

Die resultierende Massenänderung  $b$  über den Gesamtzeitraum von 21 Jahren beträgt +266 mm w.e. oder +13 mm we/a, ist also nahezu vernachlässigbar. Das Mittel der Absolutbeträge der Nettobilanzwerte  $b$  liegt bei 295 mm w.e..

Mit einem Nettomassenzuwachs von insgesamt 1795 mm w.e. erreichte der Gletscher um 1980 seinen Maximalstand innerhalb des Beobachtungszeitraums. Die Bilanzsummenkurve läßt aber auch deutlich erkennen, daß der Ausgangswert von 1964 seither nicht mehr unterschritten wurde, wenn auch der Gletscher inzwischen durch die starken Massenverluste der Sommer 1982 und 1983 diesem Ausgangszustand wieder sehr nahe gekommen ist.

Tab. 3.39 zeigt, daß die acht Jahre mit negativer Bilanz mit einem Gesamtmassenverlust von 2965 mm w.e., den Massenzuwachs von 3231 mm w.e. aus 13 Jahren nahezu kompensiert haben. Ebenso ist die extrem negative Massenbilanz von 1981/82 deutlich größer als die extrem positive von 1964/65. Darüber hinaus bestätigt die Verteilung der Bilanzwerte, daß die Mehrzahl der positiven Bilanzen auf die Klassen von 0-400 mm w.e. entfallen, während die negativen Bilanzen über alle Klassen annähernd gleichmäßig verteilt sind. Dieses Ergebnis



Haushalts- jahr 1.10. - 30.9.	Netto- akkumulation		Netto- ablation		Nettobilanz		B/S [Kg/m <sup>2</sup> ]	ΣB/S [Kg/m <sup>2</sup> ]	Mittlere Höhe d. Gleichge- wichts- linie [m ü. NN]	S <sub>c</sub> /S
	S <sub>c</sub> [km <sup>2</sup> ]	B <sub>c</sub> [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> w.e.]	S <sub>a</sub> [km <sup>2</sup> ]	B <sub>a</sub> [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> w.e.]	S [km <sup>2</sup> ]	B [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> w.e.]				
1964/65	8,73	7,74	0,80	0,59	9,52	+ 7,15	+ 751	751	2946	0,92
1965/66	8,88	6,74	0,64	0,72	9,52	+ 6,03	+ 633	1384	2940	0,93
1966/67	6,72	2,75	2,81	1,96	9,52	+ 0,79	+ 83	1467	3015	0,71
1967/68	8,15	4,03	1,37	1,16	9,52	+ 2,87	+ 301	1768	2995	0,86
1968/69	5,26	1,03	4,19	3,93	9,45	- 2,90	- 307	1461	3153	0,56
1969/70	5,79	1,40	3,67	3,52	9,45	- 2,12	- 225	1236	3113	0,61
1970/71	3,69	0,73	5,76	4,74	9,45	- 4,01	- 424	812	3155	0,39
1971/72	7,45	2,94	2,01	1,64	9,45	+ 1,30	+ 137	949	3028	0,79
1972/73	4,04	0,74	5,27	5,02	9,30	- 4,28	- 460	489	3185	0,43
1973/74	7,57	3,21	1,73	1,03	9,30	+ 2,18	+ 235	724	2999	0,81
1974/75	7,42	3,53	1,88	1,93	9,30	+ 1,59	+ 171	895	3025	0,80
1975/76	6,89	2,34	2,32	1,64	9,30	+ 0,71	+ 76	971	3036	0,75
1976/77	8,20	3,81	1,10	0,54	9,30	+ 3,27	+ 352	1323	2984	0,88
1977/78	8,07	3,55	1,48	0,80	9,55	+ 2,75	+ 288	1611	3004	0,84
1978/79	7,01	2,64	2,54	2,22	9,55	+ 0,42	+ 44	1655	3059	0,73
1979/80	7,31	2,50	2,24	1,16	9,55	+ 1,34	+ 140	1795	3027	0,76
1980/81	6,89	2,00	2,66	2,52	9,55	- 0,52	- 55	1740	3101	0,72
1981/82	2,23	0,35	7,12	8,25	9,35	- 7,90	- 845	895	(3418)	0,24
1982/83	2,34	0,58	7,01	5,60	9,35	- 5,02	- 537	358	3304	0,24
1983/84	6,63	2,04	2,71	1,96	9,34	+ 0,18	+ 20	378	3063	0,71
1984/85	5,71	1,73	3,64	2,78	9,34	- 1,05	- 112	266	3102	0,61

Tab. 3.38: Massenbilanz des Vernagtferners, ermittelt nach der glaziologischen Methode für den Untersuchungszeitraum 1964/85

	B/S [mm]	B/S [mm/a]	$\sigma'$ [mm we]	B/S <sub>max</sub> [mm we]	Jahr	B/S <sub>min</sub> [mm w.e.]	Jahr
positiv:	13	3231	249	223	751	1964/65	20 1983/84
negativ:	8	2965	371	255	845	1981/82	55 1980/81
Verteilung:							
	0 - 100 - 200 - 300 - 400 - 500 - 600 - 700 - 800 - 900 mm w.e.						
positiv:	4	3	2	2		1	1
negativ:	1	1	1	1	2	1	1
Gesamt:	5	4	3	3	2	1	1 1 1

Tab. 3.39 : Summen-, Mittel-, Extremwerte und Streuung der Mittelwerte der positiven und negativen spezifischen Nettomassenbilanzen 1964/65-1984/85 sowie deren Verteilung auf Klassen von je 100 mm w.e.

entspricht der Erfahrung, daß die ablativen Prozesse mit deutlich größerer Intensität ablaufen. Dies drückt sich auch im Flächenverhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet bzw. von Akkumulationsgebiet zur Gesamtfläche des Gletschers aus. Tab. 3.38 läßt erkennen, daß im Fall einer ausgeglichenen Massenbilanz, wie sie etwa 1978/79 aufgetreten ist, das Akkumulationsgebiet nahezu  $3/4$  der Gletscherfläche einnehmen muß, um die Ablation zu kompensieren. Diese Werte gelten mit geringfügigen Abweichungen auch für andere Gletscher, zumindest im alpinen Klimabereich und können dazu herangezogen werden, den Gleichgewichtszustand eines Gletschers abzuschätzen. Wegen der unterschiedlichen Intensität der akkumulativen und ablativen Prozesse benötigt der Gletscher auch einen deutlich längeren Zeitraum für eine Vergrößerung des gespeicherten Wasservorrats als im Fall des Abbaus der Reserven.

Den Verlauf der Massenänderungen des Vernagtferners im Meßzeitraum veranschaulicht auch die in Abb. 3.67 dargestellte Summenlinie der jährlichen Bilanzwerte. Sie zeigt in der Aufeinanderfolge von jeweils wenigen Jahren zwei Wachstumsphasen und zwei Schwundperioden. Zwischen der starken Massenzunahme zu Beginn der Reihe mit einem Mittelwert von 442 mm/a für die Jahre 1965-68 und ähnlich starken Massenverlusten von im Mittel -306 mm/a für die Zeit 1981-85 liegt eine Phase vorwiegend defizitärer Bilanzen mit einem Mittelwert von -256 mm/a für die Zeit 1969-73, gefolgt von einem erneuten geringeren Wachstum von 1974-80 mit einem Mittelwert von 187 mm/a.

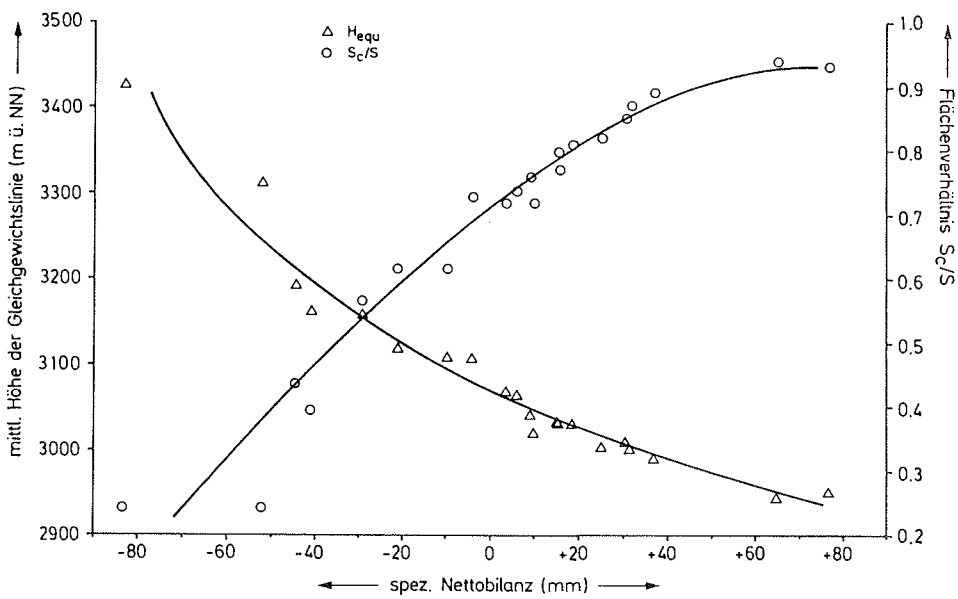
Um die aufwendige Ermittlung des glaziologisch bestimmten Massenhaushaltes zu vereinfachen, wurden Möglichkeiten der Parametrisierung gesucht. Als charakteristische Größen wurden dabei die Flächenverhältnisse des Akkumulationsgebiets zum Gesamtgletscher ( $S_c/S$ ) und des Akkumulations- zum Ab-

lationsgebiet ( $S_c/S_a$ ) benützt. Als eine weitere wichtige Kenngröße erwies sich die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie (Tab. 3.38).

Abb. 3.68 zeigt den Zusammenhang von  $S_c/S$  und  $H_{equ}$  mit den Werten der spezifischen Massenbilanz einzelner Jahre. Die Darstellung läßt zwar eine gewisse Beziehung der Größen zueinander erkennen; die Streuung der Einzelwerte ist jedoch so groß, daß brauchbare Angaben zur Massenbilanz allein aus der Ermittlung der Flächenverhältnisse oder der Gleichgewichtshöhe nicht möglich sind. Im übrigen löst sich beim Vernagtferner das Akkumulationsgebiet mit zunehmend negativen Massenbilanzen in immer mehr, z.T. isolierte Rücklagenbereiche auf, wobei Flächenanteile mit Ablation bis in große Höhen von über 3600 m ü.NN reichen. In solchen Fällen, wie z.B. im Sommer 1982, ist eine Angabe der Gleichgewichtslinie nur beschränkt sinnvoll.

#### 3.6.1.2 Höhenprofile der spezifischen Nettobilanz

Wegen der Höhenabhängigkeit der meteorologischen Größen und Prozesse weisen Akkumulation und Ablation und damit auch die Massenbilanz des Gletschers deutliche Änderungen mit der Höhe auf. RADOK (1978) sieht über das Höhenprofil der spezifischen Nettobilanz einen engeren Bezug zu den klimatischen Bedingungen gegeben als über die Massenbilanz selbst. Dabei wird die Form des Bilanz-Höhenprofils  $b(z)$  für den jeweiligen Gletscher als typisch angesehen (HOINKES 1970, SLUPETZKY 1974), wobei dieses je nach Betrag des Gesamtmassenhaushalts um einen bestimmten Betrag parallel zur x-Achse verschoben erscheint. Dieser Umstand erlaubt es, die Nettobilanz-Höhenprofile  $b(z)$  als zusammengesetzt aus dem Höhenprofil des ausgeglichenen Zustandes  $b_0(z)$  und einer für das betreffende Jahr charakteristischen Abweichung  $b_1(z)$  (budget imbalance) vom stationären Zustand zu betrachten (MEIER 1962,



**Abb.3.68:** Zusammenhang zwischen mittlerer spezifischer Massenbilanz (mm) und Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zur Gesamtfläche des Gletschers ( $S_c/S$ ) bzw. mittlerer Höhe der Gleichgewichtslinie (m ü. NN) für den Vernagtferner und die Jahre 1964/65-1984/85.

HOINKES 1970), d.h.

$$b(z) = (b_0 + b_1)(z) \quad (3.23)$$

In Abb. 3.69 sind die mittleren Höhenprofile der spezifischen Nettobilanzen für drei Klassen von Massenbilanzwerten dargestellt, nämlich für signifikant positive  $\bar{b}_p(z)$  und entsprechend negative  $\bar{b}_n(z)$  sowie für annähernd ausgeglichene Jahre  $\bar{b}_0(z)$ , wobei die Abgrenzung für die annähernd ausgeglichenen Bilanzen mit  $-150 < b(z) < +150$  mm w.e. angesetzt wurde.

Die Ähnlichkeit der Profile ist zwar offensichtlich, die o. g. Höhenabhängigkeit von  $b_1$  ist jedoch nur eingeschränkt erfüllt. Die Profile zeigen einen annähernd linearen positiven Gradienten von etwa 90 mm w.e./m bis 3050 m ü.NN, darüber abnehmende Gradientenbeträge bis etwa 3200 m ü.NN, weiterhin einen Bereich nahezu höhenunabhängiger b-Werte, darüber zunehmend positive b-Werte mit einem Maximum zwischen 3450 und 3500 m ü.NN und schließlich wieder eine Abnahme gegen 0. Die in Abb. 3.69 eingetragenen Flächenanteile  $\Delta S$  des Gletschers für die gleichen Höhenstufen von 50 m bilden die Gewichtsfunktion mit der die b-Werte der einzelnen Höhenintervalle zur Gesamtbilanz beitragen. Die entsprechenden Werte  $\bar{B}(z) = \bar{b}(z) \Delta S$  sind gleichfalls in Abb. 3.69 enthalten. Für den ausgeglichenen Fall müssen die positiven und negativen Anteile der vom  $\bar{B}(z)$ -Profil eingeschlossenen Fläche gleiche Werte aufweisen.

Von besonderem Interesse ist der Nettobilanz-Höhengradient des ausgeglichenen Zustandes  $b_0(z)$  im Bereich der Gleichgewichtslinie. Der Betrag dieses Gradienten gilt als "Aktivitätsindex" des Gletschers und als charakteristische Größe zur Klimaklassifikation von Gletschergebieten (MEIER 1962).

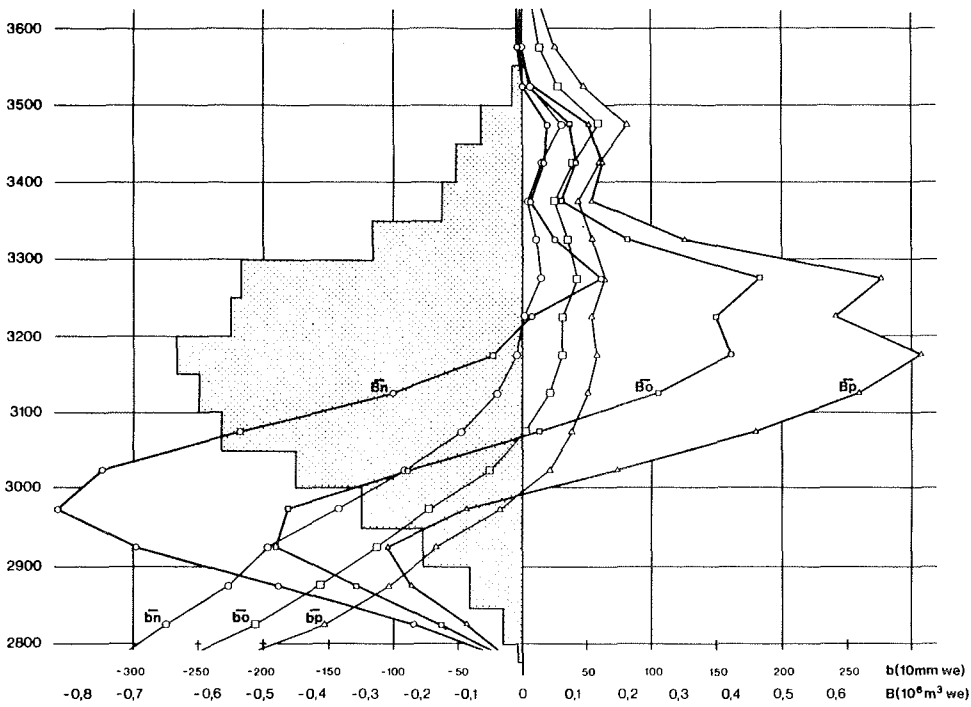


Abb. 3.69: Höhenprofil der spezifischen Nettobilanz  $\bar{b}(z)$  und des Bilanzvolumens  $\bar{B}(z) = \bar{b}(z) \cdot \Delta S$ , jeweils gemittelt für negative ( $b \leq -150 \text{ mm}$ ), nahezu ausgeglichene ( $-150 \text{ mm} < b < 150 \text{ mm}$ ) und positive ( $b \geq 150 \text{ mm}$ ) Massenbilanzen. Die gleichfalls dargestellte Flächen-Höhen-Verteilung ist auf den Stand von 1979 bezogen.

Auf die noch offene Problematik dieser komplexen Zusammenhänge wurde von HOINKES (1970) hingewiesen. Eine systematische Behandlung der Zusammenhänge durch KUHN (1979) mit einer quantitativen Analyse des Einflusses von Änderungen der verschiedenen meteorologischen Parameter hat wesentlich zur Klärung und damit zu einer besseren Nutzung und Interpretation der gemessenen Daten beigetragen. Als mittlere Höhen der Gleichgewichtslinien für die in Abb. 3.69 dargestellten  $\bar{b}(z)$ -Profile und zugehörige Gradienten der spezifischen Nettobilanz in diesem Höhenbereich  $\Delta b/\Delta z$  ergeben sich die in Tab. 3.40 dargestellten Werte. Die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie wird dabei jeweils durch den Schnittpunkt des  $\bar{b}(z)$ -Profils mit der Ordinate ( $b = 0$ ) gewonnen.

		$\bar{b}_p(z)$	$\bar{b}_o(z)$	$\bar{b}_n(z)$	$\bar{b}(z)$
$H_{\text{equ}}$	[m ü.NN]	2998	3059	3211	3070
$\Delta b/\Delta z$	[mm w.e./100 m]	770	460	120	570

Tab. 3.40: Mittlere Höhen der Gleichgewichtslinien  $H_{\text{equ}}$  und zugehörige Gradienten  $\Delta b/\Delta z$  der spezifischen Nettobilanz

Da die Summe der Massenbilanzwerte der Vernagtreihe 1964/65-1984/85 nahezu Null ergibt, kann man diesen Zeitabschnitt im Mittel als dem stationären Zustand entsprechend ansehen. Zur Ableitung des Bilanz-Höhenprofils für den stationären Zustand wurde deshalb eine Mittelung aller vorliegenden  $b(z)$ -Werte für die einzelnen Höhenstufen vorgenommen. Das so erhaltene  $\bar{b}(z)$ -Profil unterscheidet sich nur sehr geringfügig von dem mittleren Profil für die ausgeglichenen Bilanzen  $\bar{b}_o(z)$  der Abb. 3.69. Die Abweichungen  $b_i(z)$  von diesem



$\bar{b}(z)$ -Profil sind für alle Massenbilanzen der Jahre 1964-1986 in Abb. 3.70 dargestellt. Auffallend ist u.a. eine größere Streuung der  $b_i$ -Werte im unteren Gletscherbereich bis etwa 3050 m ü.NN.

Die postulierte Ähnlichkeit der  $b(z)$ -Profile eines Gletschers in den verschiedenen Jahren müßte sich in annähernd höhenunabhängigen Werten von  $b_i$  zeigen. Abb. 3.70 läßt jedoch erkennen, daß dies nur mit Einschränkungen gegeben ist, nämlich nur für einzelne Jahre und/oder für begrenzte Höhenbereiche. Eine genauere Analyse zeigt, daß verschiedene  $b_i(z)$ -Profile systematisch eine mittlere Neigung gegen den stationären Wert, d.h. gegen die Ordinate  $b = 0$  aufweisen. Dreht man das Koordinatensystem so, daß die Abweichungen  $b(z) - b_i(z)$  minimiert werden, so ergibt sich für alle Jahre mit deutlich negativen Massenbilanzen eine positive Winkelabweichung, für Jahre mit positiven Massenbilanzen eine negative Winkelabweichung, die allerdings von geringerem Betrag ist. Nur die ausgeglichenen bzw. wenig vom ausgeglichenen Zustand abweichenden Bilanzen lassen keine merkliche Höhenabhängigkeit der  $b_i$ -Werte erkennen. Dies besagt, daß die Abweichung des Bilanz-Höhenprofils  $b(z)$  eines Jahres von dem des stationären Zustands  $\bar{b}(z)$  durch eine Verschiebung  $b_i$  und eine zusätzliche Drehung vollständig beschrieben wird. Daß die Drehwinkel i. allg. größer und positiv sind für negative Massenbilanzen sowie kleiner und negativ für positive Massenbilanzen bedeutet, daß eine negative Massenbilanz im Mittel einen stärkeren Höhengradienten der spezifischen Massenbilanz  $b(z)$  aufweist, als er dem ausgeglichenen Zustand  $b_0(z)$  entspricht, positive Massenbilanzen hingegen etwas schwächere Höhengradienten besitzen. Für die mittleren Verhältnisse veranschaulicht Abb. 3.71 die Situation. Dazu sind analog zu Abb. 3.69 alle deutlich positiven bzw. negativen Massenbilanzen zu mittleren Werten zusammen-

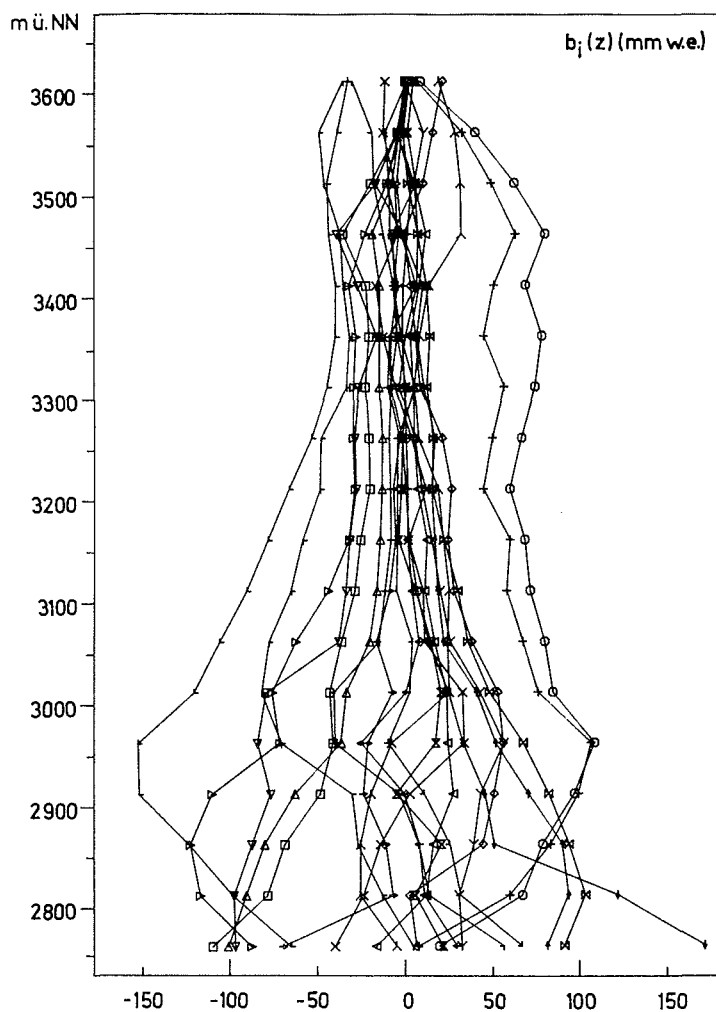


Abb. 3.70: Abweichung der Werte der spezifischen Nettobilanz aller vorliegenden Massenbilanzen des Vergleicheners von denen des stationären Zustandes jeweils bezogen auf Höhenstufen von 50 m.

- |             |             |             |             |
|-------------|-------------|-------------|-------------|
| ○—○ 1964/65 | +—+ 1965/66 | *—* 1966/67 | ◇—◇ 1967/68 |
| □—□ 1968/69 | △—△ 1969/70 | ▽—▽ 1970/71 | ◀—◀ 1971/72 |
| ▷—▷ 1972/73 | Y—Y 1973/74 | ▲—▲ 1974/75 | ⊗—⊗ 1975/76 |
| ◊—◊ 1976/77 | ▲—▲ 1977/78 | ◀—◀ 1978/79 | ↓—↓ 1979/80 |
| ▷—▷ 1980/81 | └—└ 1981/82 | └—└ 1982/83 | └—└ 1983/84 |
| └—└ 1984/85 |             |             |             |

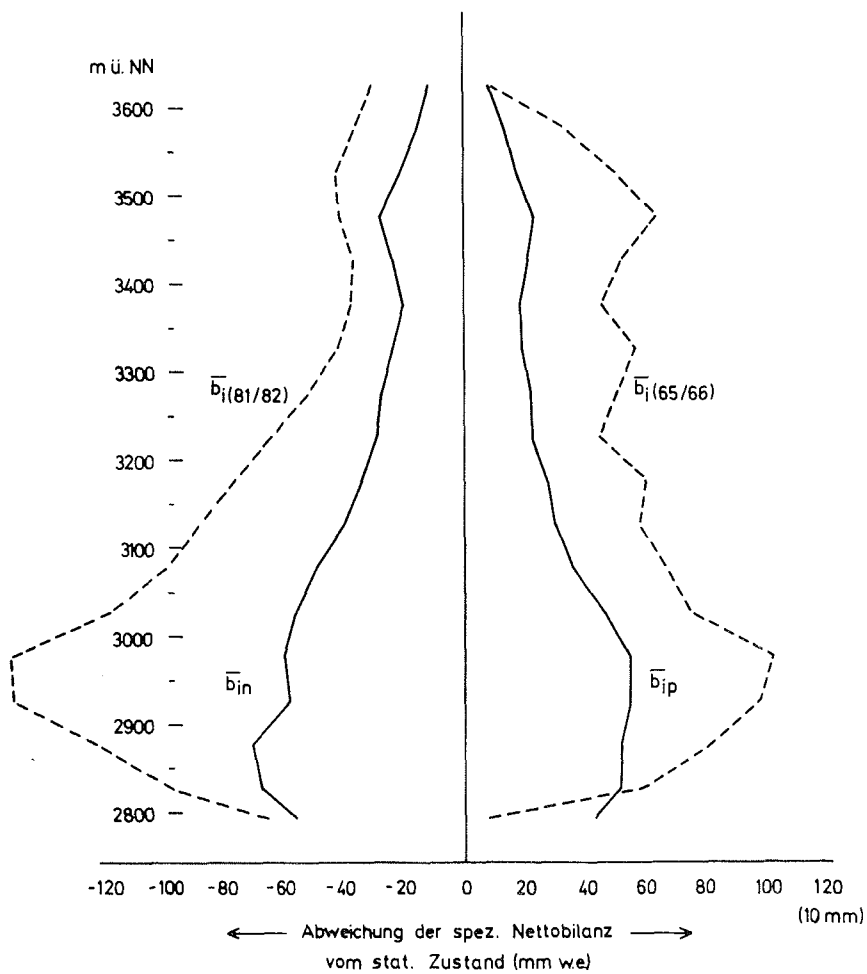


Abb. 3.71: Höhenprofile der Abweichungen der spezifischen Nettobilanzwerte  $b_i(z)$  vom stationären Zustand  $b(z)$ , gemittelt für Jahre mit negativen ( $b_{in}(z)$ ) und positiven ( $b_{ip}(z)$ ) Massenbilanzen. Die Abgrenzung entspricht den Angaben von Abb. 3.69. Weiter eingetragen sind  $b_i(z)$ -Profile für die extrem negative Massenbilanz 1981/82 und die durch Messungen belegte extrem positive Bilanz 1965/66 (gestrichelt).

gefaßt. Die für diese beiden Gruppen jeweils gemittelten  $b_i$ -Werte sind als Funktion der Höhe  $\overline{b_{ip}}(z)$  und  $\overline{b_{in}}(z)$  dargestellt. Die Neigung der beiden Profile ist gut erkennbar. Besonders im Höhenbereich 3000-3300 m ü.NN, in dem der Gletscher die größten Flächenanteile aufweist, ist die Neigung der  $\overline{b_i}(z)$ -Profile nahezu konstant. Als mittlere Werte über die gesamten  $\overline{b_i}(z)$ -Profile läßt sich eine Verstärkung des Höhengradienten der spezifischen Nettobilanz um 75 mm/100 m für die negativen Massenbilanzen entnehmen, für die positiven Massenbilanzen eine Verminderung des Höhengradienten um 50 mm/100 m. Dabei zeigen sich jedoch beträchtliche Abweichungen von diesen mittleren Beträgen in einzelnen Jahren, vor allem auch sehr uneinheitliche Werte des Höhengradienten der  $b_i$ -Werte. Für die klimatische Interpretation einer Massenbilanzreihe bedeuten diese Effekte eine beträchtliche Komplikation.

### 3.6.2 Vergleich der glaziologischen Methode mit der geodätischen Methode zur Bestimmung der Massenbilanz des Vernagtferners

Die geodätische Methode zur Beschreibung der Veränderungen von Gletschern benützt rein geometrische Parameter wie Flächen-, Höhen- und Volumenänderungen, abgeleitet aus dem Vergleich von zwei in angemessenem zeitlichem Abstand aufgenommenen Schichtlinienplänen. Der große Vorzug der geodätischen Methode besteht darin, daß die erforderlichen Unterlagen ohnehin mit der Nachführung der Karten für einen Gletscher bereits anfallen. Der Aufwand an Feldarbeiten ist ebenso wie der an Auswertetätigkeit, wenn man die Erstellung der Schichtlinienpläne dabei ausnimmt, im Vergleich zur glaziologischen Methode gering. Die geodätische Methode begegnet allerdings einer Reihe von kritischen Einwänden:

- Die photogrammetrischen Auswertungen, speziell der schneebedeckten, flachen Teile des Firngebietes mit wenig strukturierter Oberfläche, ermöglichen keine hinreichend genaue Höhenbestimmung, um die in diesem Bereich relativ geringen Höhenänderungen mit der erforderlichen Genauigkeit ableiten zu können. Während z.B. am Vernagtferner im Zeitintervall 1938-1969 (s. Abschn. 1.2.2) das Einsinken im Zungenbereich ( 2800 m ü.NN) über 100 m betrug, lagen die Höhenänderungen im Firngebiet (3200-3500 m ü.NN) durchwegs unter 1 m. Damit gelten Kartenvergleiche über Zeitintervalle von wenigen Jahren allgemein als nur beschränkt aussagekräftig. Die nach der geodätischen Methode praktizierte Überwachung einer Auswahl von Ostalpengletschern wurde daher im Durchschnitt auf Intervalle von 10 Jahren abgestellt (FINSTERWALDER & RENTSCH 1980).
- Die durch die Vermessungen vorgegebenen Zeitabschnitte für die Höhen- und Volumenänderung sind weitgehend zufällig festgelegt. Die daraus abgeleiteten mittleren Änderungen überdecken damit z.T. Phasen sehr unterschiedlichen Gletscherverhaltens. So folgt z.B. die geringe Höhenänderung im Firnbereich des Vernagtferners für die Zeit 1938-1969 daraus, daß sich dem anhaltenden Einsinken bis 1964 eine starke Aufhöhung ab 1965 überlagerte. Ebenso wird aus einem Vergleich über das Zeitintervall 1969-1979 nicht ersichtlich, daß der Gletscher bis 1973 merklich geschrumpft und anschließend bis zum annähernd gleichen Stand wieder gewachsen ist.
- Das geodätische Verfahren ergibt zunächst nur Volumenänderungen, zu deren Umrechnung in Massenänderungen Annahmen über die Dichteverteilung im firn- und schneebedeckten Teil des Gletschers getroffen werden müssen. Diese Problematik verringert sich, wenn die photogrammetrischen Aufnahmen bei ähnlichen Ausaperungszuständen gemacht werden, wie etwa beim Vergleich des Vernagtferners in den Jahren 1969 und 1979; sie wird beträchtlich, wenn die Verhältnisse so unterschiedlich sind wie in den Jahren 1979 und 1982.
- Die Vergleichbarkeit mit den glaziologisch bestimmten Massenänderungen wird weiter dadurch eingeschränkt, daß die photogrammetrischen Aufnahmen i. allg. merklich vor dem Ende des Haushaltsjahres erstellt werden, um das Risiko eines eingeschneiten Gletschers zu vermeiden. So fand die Befliegung 1979 bereits am 15.8. statt und fiel damit noch mitten in die Ablationsperiode.
- Prinzipiell ist es mit der geodätischen Methode nur möglich, Flächenmittel der Volumen- oder Höhenänderung für den gesamten Gletscher oder konkrete Höhenintervalle anzugeben. Eine Verteilung von Akkumulation oder Ablation auf dem Gletscher ist daraus nicht ableitbar.

- Als wichtigster Einwand gegen die geodätische Methode gilt, daß die Höhenänderung der Gletscheroberfläche in einem fixen Koordinatensystem bestimmt wird. In diesem setzt sich die Änderung der absoluten Höhe der Gletscheroberfläche aus dem Betrag des Einsinkens durch Ablation bzw. des Aufhöehens durch Akkumulation und den zur Gletscheroberfläche (im Ablationsgebiet bzw. im Akkumulationsgebiet) gerichteten Vertikalkomponenten der entgegengesetzten Eisbewegung zusammen. Die so abgeleiteten Höhenänderungen sind daher stets kleiner als die glaziologisch bestimmten Beträge von Nettoablation und -akkumulation, welche auf die Oberfläche des Vorjahres bezogen und damit unabhängig von der Vertikalbewegung sind. Dabei ist es durchaus möglich, daß Nettoablation und -akkumulation durch die Vertikalbewegung überkompensiert werden, d.h. im Firngebiet trotz der Akkumulation ein Einsinken resultiert und im Ablationsgebiet trotz der Abschmelzung eine merkliche Aufhöhung festgestellt wird. Auf diese Situation wird anhand der Auswertung von 1979-82 noch eingegangen.

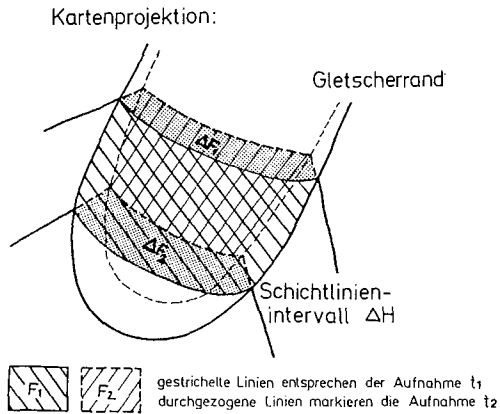
Das Verfahren zur Ermittlung der Höhen- und Volumenänderung nach der von FINSTERWALDER (1953) entwickelten Methode veranschaulicht Abb. 3.72. Darin sind die Schichtlinien zweier Aufnahmen zum Zeitpunkt  $t_1$  und  $t_2$  sowie die Flächen  $F_1$  und  $F_2$  zwischen den jeweiligen Schichtlinien und die Differenzflächen  $\Delta F_1$ ,  $\Delta F_2$  dargestellt.

Alle diese Flächenwerte werden planimetrisch bestimmt. Die mittlere Höhenänderung für ein Schichtlinienintervall  $\Delta h$  ergibt sich damit zu

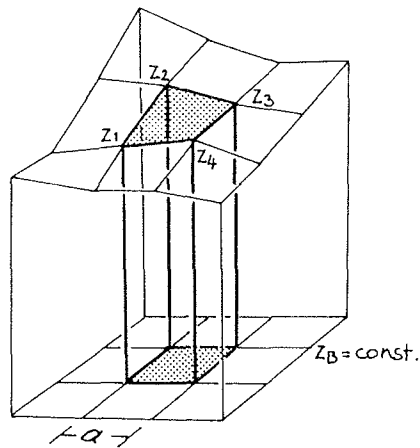
$$\Delta h = \frac{\Delta F_1 + \Delta F_2}{F_1 + F_2} \Delta H, \quad (3.24)$$

die Volumenänderung zu

$$\Delta V = \frac{\Delta F_1 + \Delta F_2}{2} \Delta H. \quad (3.25)$$



**Abb. 3.72:** Schemaskizze zur Ermittlung von Höhen- und Volumenänderungen nach der geodätischen Methode. Die gerissenen Linien markieren Gletschergrenze und Schichtlinien des alten Gletscherstandes zur Zeit  $t_1$ , die durchgezogenen Linien entsprechen dem Gletscherstand zur Zeit  $t_2$  (nach REINHARDT & RENTSCH 1986).



**Abb. 3.73:** Schemaskizze zur Berechnung des Volumens der durch ein digitales Geländemodell mit der Gitterkonstanten  $a$  vorgegebenen quadratischen Säulen über einer Isohypsenfläche  $Z_B$  (nach REINHARDT & RENTSCH 1986).

Dieses klassische von HOFMANN (1958) verbesserte Verfahren wurde durch die Einführung digitaler Geländemodelle (DGM) weitgehend abgelöst. REINHARDT & RENTSCH (1986) haben eine Auswertung auf der Basis eines DGM des Vernagtferners vorgelegt. Die nachfolgenden Angaben stützen sich weitgehend auf die Ergebnisse dieser Arbeit.

Für die Berechnung der Volumenänderung werden hier die Differenzen der Volumina quadratischer Säulen mit der ebenen Grundfläche  $a^2$ , gegeben durch eine Isohypsenfläche und der durch ein hyperbolisches Paraboloid angenäherten Oberfläche berechnet (Abb. 3.73):

Das Säulenvolumen ergibt sich aus

$$V = 1/4 (Z_1 - Z_B + Z_2 - Z_B + Z_3 - Z_B + Z_4 - Z_B) a^2 \quad (3.26)$$

Die Ermittlung der Differenzvolumina der den beiden Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  zugeordneten digitalen Geländemodelle DGM ( $t_1$ ) und DGM ( $t_2$ ) veranschaulicht Abb. 3.74.

Das Differenzvolumen zwischen den Isohypsenflächen  $Z_i$  und  $Z_{i+1}$  ist dann gegeben durch

$$\Delta V_{Z_i, Z_{i+1}} = (V_{Z_i} - V_{Z_{i+1}}) t_2 - (V_{Z_i} - V_{Z_{i+1}}) t_1 \quad (3.27)$$

Die mittlere Höhenänderung  $\Delta h_m$  für den Vergleichszeitraum folgt unmittelbar aus der Mittelung über die Höhendifferenzen  $\Delta h_i$  für die  $n$  Gitterpunkte des DGM

$$\Delta h_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta h_i \quad (3.28)$$



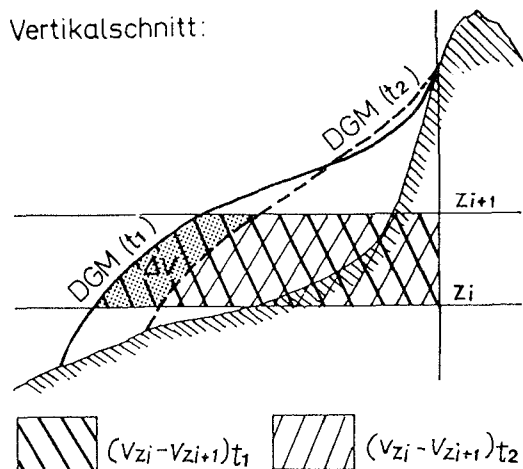


Abb. 3.74: Schemaskizze zur Ermittlung des Differenzvolumens  $\Delta V$  zwischen zwei durch digitale Geländemodelle beschriebene Gletscherstände zu den Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  zwischen den Isohypsenflächen  $Z_i$  und  $Z_{i+1}$  (nach REINHARDT & RENTSCH 1986).

### 3.6.2.1 Zeitabschnitt 1969-1979

Die nach der Finsterwalder-Methode bestimmten mittleren jährlichen Höhenänderungen  $\Delta h$  für den durch die Geländeaufnahmen 1969 und 1979 definierten Zeitabschnitt, ausgewertet für Schichtlinienintervalle von 100 m, enthält Tab. 3.41. Weiter sind darin angegeben die für die entsprechenden Höhenintervalle berechnete mittlere spezifische Nettobilanz  $\bar{b}(z)$  sowie die Werte der Volumenänderung  $\Delta V$  und Nettobilanz  $\Sigma B(z)$  für die jeweiligen Höhenstufen. Die Werte zeigen eine recht gute Übereinstimmung oberhalb 3100 m ü.NN. Die Abweichung der Höhenänderungen gegenüber den spezifischen Nettobilanzwerten beträgt für diesen Bereich insgesamt nur 6 %. Gegen den unteren Gletscherteil ergibt sich eine ständig zu-

H [m ü.NN]	$\Delta\bar{h}$ [m/a]	$\bar{B}$ [m/a]	$\Delta V$ [10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> ]	$\Sigma B(z)$ [10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> ]
3700	0,35	0,128	15	5
3600	0,31	0,266	135	111
3500	0,14	0,335	555	1861
3400	0,27	0,296	2400	2445
3300	0,27	0,361	5835	7719
3200	0,34	0,276	8980	7096
3100	0,37	-0,070	7515	-1428
3000	0,27	-0,944	2780	-9625
2900	-0,10	-1,783	- 300	-5392
2800	-1,15	-2,513	- 531	- 854
2700				
Mittel/ $\Sigma$	0,29	0,021	27384	1938

Tab. 3.41: Mittlere jährliche Höhenänderungen  $\Delta h$ , mittlere spezifische Nettobilanz  $\bar{B}$ , mittlere Volumenänderung  $\Delta V$  und Nettobilanzwert  $\Sigma B(z)$  des Vernagterfers im Zeitraum 1969-1979 für Höhenintervalle H von 100 m

nehmende Differenz zwischen den geodätischen und glaziologischen Werten mit deutlichem Überwiegen der glaziologisch bestimmten Massenverluste. Diese setzen bereits unterhalb von 3100 m ü.NN ein, während die Höhenänderungen erst unterhalb von 2900 m ü.NN das Vorzeichen wechseln und insgesamt erheblich kleinere Verlustbeträge aufweisen. So steht für den Bereich unterhalb 3100 m ü.NN einem Massenverlust von  $17,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  ein Volumenzuwachs von  $9,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  ge-

genüber. Dieser Befund kann mit einem verstärkten Eisabfluß als Folge des Gletscherwachstums unmittelbar vor und während des Vergleichszeitraumes erklärt werden. Wie bereits erwähnt (s. Abschn. 3.4.3) führte dieses Wachstum ab 1977 zu einem Vorstoß des Vernagtferners. Diese Volumenzunahme im unteren Gletscherbereich müßte allerdings durch ein verstärktes Einsinken im oberen Bereich kompensiert werden. Dies ist jedoch nach den geodätischen Auswertungen nicht der Fall. So bleibt festzustellen, daß im Zeitraum 1969-1979 einer geodätisch bestimmten mittleren Aufhöhung des gesamten Gletschers von 2,90 m ein glaziologisch erfaßter Massenzuwachs von nur 0,21 m gegenübersteht.

Eine weitere Überprüfung dieses Befundes erfolgte durch eine Neuauswertung der Höhen- und Volumenänderungen mit Hilfe digitaler Geländemodelle der Gletscheroberflächen von 1969 und 1979. Zu diesem Zweck wurde der Schichtlinienplan der Karte von 1969 nachträglich digitalisiert. Die Ergebnisse dieser Auswertung, die auf Höhenintervalle von 50 m bezogen ist, zeigt Abb. 3.75. Darin sind die mittlere jährliche Höhenänderung  $\Delta h$  für den Zeitabschnitt 1969-1979 sowie die mittlere spezifische Nettobilanz  $\bar{b}(z)$  und die Flächenhöhenverteilung des Vernagtferners, bezogen auf den Stand von 1979, eingetragen.

In Tab. 3.42 sind die Zahlenwerte nochmals zusammengestellt, ergänzt durch Angaben der Volumenänderung und der Nettobilanz für die einzelnen Höhenintervalle.

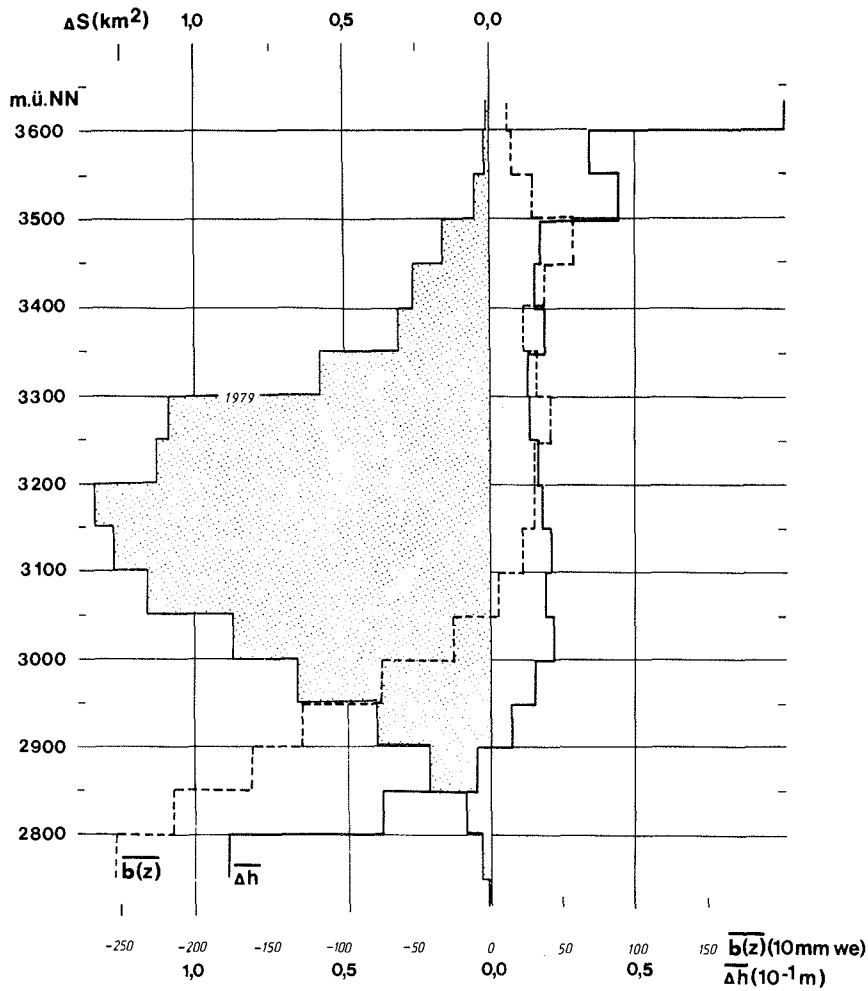


Abb. 3.75 : Mittlere jährliche Höhenänderungen (durchgezogen) und mittlere Werte der spezifischen Nettobilanz (gestrichelt) des Vernagtferners für die Zeit 1969-1979 sowie Flächenverteilung der Aufnahme von 1979 bezogen auf 50-m-Höhenstufen.

H m ü.NN	$\overline{\Delta h}$ mm/a	$\bar{b}$ mm/a	$\Delta V$ $10^3 m^3$	$\Sigma B$ $10^3 m^3$
3650	2000	126	80	5
3600	688	155	66	12
3550	865	299	263	99
3500	358	573	590	956
3450	314	381	722	904
3400	379	233	985	651
3350	256	325	1361	1794
3300	259	408	2660	4287
3250	326	314	3592	3431
3200	363	316	4752	4180
3150	422	233	5311	2915
3100	390	61	4602	690
3050	428	- 240	3597	-2118
3000	314	- 730	1919	-4560
2950	154	-1275	621	-5065
2900	- 84	-1608	- 181	-3466
2850	- 718	-2131	- 742	-1926
2800	-1761	-2513	- 810	- 854
2720				
Mittel/ $\Sigma$	+ 315	+ 21	+29388	+1935

Tab. 3.42 : Vernagtferner 1969-1979: Mittlere jährliche Höhenänderung und mittlere spezifische Nettobilanz nach Auswertung mit Hilfe digitaler Geländemodelle bezogen auf Höhenstufen von 50 m. Zusätzlich sind die entsprechenden Volumenänderungen und Nettomassenbilanzwerte für die Höhenintervalle und die 10-Jahres-Periode angegeben.

Die digitale Bearbeitung ergibt mit einer Gesamthöhenänderung von 3,15 m für die 10-Jahres-Periode einen noch etwas größeren Betrag der mittleren Aufhöhung des Gletschers. Abb. 3.75 zeigt, daß die Diskrepanz von Volumens- und Massenänderung praktisch ausschließlich aus den unterschiedlichen Beiträgen und der unterschiedlichen Höhenverteilung der Massen- und Volumensverluste resultiert. Die Massenverluste reichen mit durchwegs höheren Beträgen bis 3050 m ü.NN, die Volumenverluste mit deutlich niedrigeren Beträgen enden bereits bei 2900 m ü.NN, also noch in einem Bereich, dem flächenmäßig kaum Gewicht zukommt.

#### 3.6.2.2 Zeitabschnitt 1979-1982

Die Berechnung der Höhen- und Volumenänderungen für den Zeitraum 1979-1982 basiert auf der Anwendung digitaler Geländemodelle (DGM) und diese auf Geländeaufnahmen vom 14.8.1979 und 14.9.1982. Für die Erstellung des DGM diente das am Lehrstuhl für Photogrammetrie der TU München entwickelte Programm HIFI (Height Interpolation by Finite Elements) (EBNER et al. 1980). Die Ergebnisse sind, bezogen auf 50-m-Höhenintervalle, in Abb. 3.76 analog zur Abb. 3.75 dargestellt. Sie zeigen ein nahezu inverses Verhalten von Massen- und Höhenänderungen. So wird die Nettoakkumulation oberhalb 3150 m ü.NN durch ein beträchtliches Einsinken der Oberfläche weit überkompensiert, wobei der Verlauf beider Kurven oberhalb 3200 m ü.NN einigermaßen ähnlich erscheint. Während das Vorzeichen der Massenänderung bei 3150 m ü.NN wechselt, reicht das Einsinken der Oberfläche bis 3000 m ü.NN herab. Die Volumenzunahme im unteren Gletscherteil, die schon in der Periode 1969-1979 den durch Ablation bedingten Massenverlust überkompensierte, hat sich nun noch drastisch verstärkt und führt zu einer fast bis zum Zungenende zunehmenden Aufhöhung der Gletscheroberfläche. So steht z.B. im Höhenintervall 2800-2850 m ü.NN einer Abschmelzung von

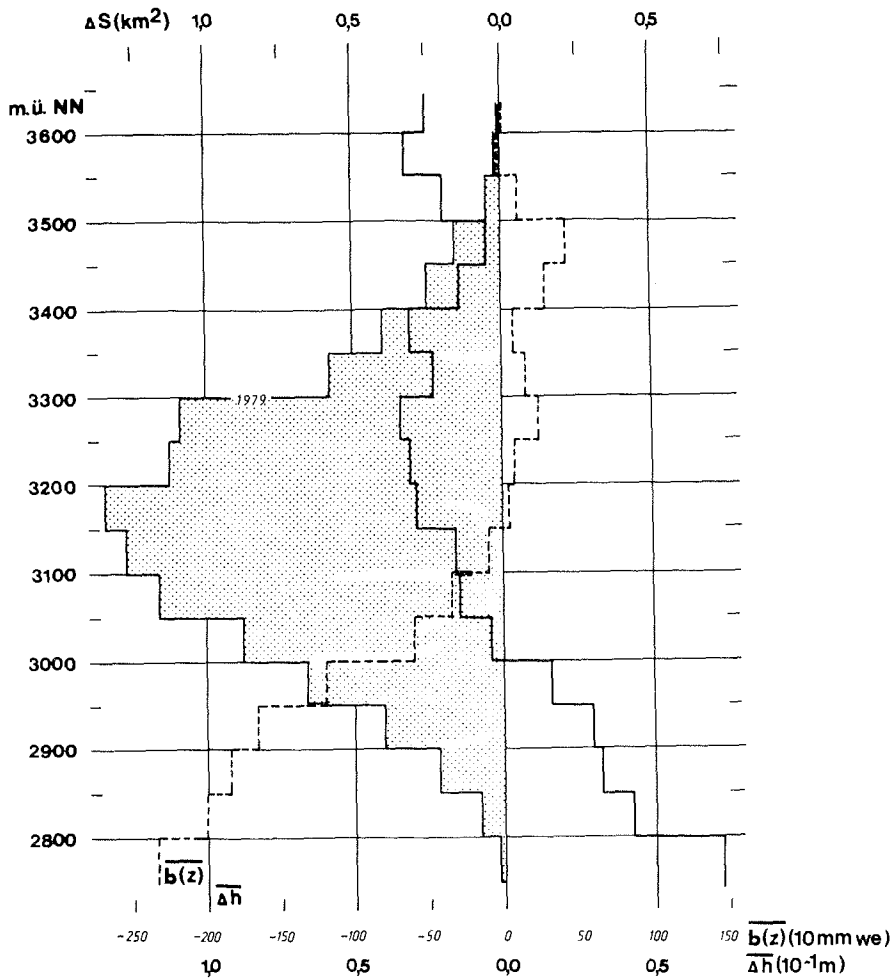


Abb. 3.76 : Mittlere jährliche Höhenänderungen (durchgezogen) und mittlere Werte der spezifischen Nettobilanz (gestrichelt) des Vernagtferners für die Zeit 1979-1982 sowie Flächenverteilung der Aufnahme von 1979 bezogen auf 50-m-Höhenstufen.

H [m ü.NN]	$\Delta\bar{h}$ [m/a]	$\bar{B}$ [m/a]	$\Delta V$ [ $10^3 m^3$ ]	$\Sigma B(z)$ [ $10^3 m^3$ ]
3650	- 500	6	- 6,6	0,2
3600	- 642	- 33	- 24,7	- 0,9
3550	- 382	103	- 42,7	13,9
3500	- 89	422	- 55,8	206,3
3450	- 174	287	- 224,6	224,2
3400	- 783	78	- 709,9	76,5
3350	- 454	157	- 804,9	278,3
3300	- 681	326	-2228,2	777,9
3250	- 611	78	-2139,8	278,3
3200	- 567	38	-2401,8	154,9
3150	- 314	- 96	-1255,0	- 371,1
3100	- 289	- 327	-1049,5	-1126,8
3050	- 89	- 594	242,3	-1605,9
3000	314	- 1189	616,7	-2192,9
2950	591	- 1656	733,7	-1956,4
2900	627	- 1838	457,5	-1183,1
2850	861	- 1002	228,3	- 489,3
2800	-1473	- 2338	130,9	- 166,3
2750				
Mittel/ $\Sigma$	- 291	- 249	-8534,2	-7082,2

Tab. 3.43: Mittlere jährliche Höhenänderungen  $\Delta h$ , mittlere spezifische Nettobilanz  $\bar{B}$ , mittlere Volumenänderung  $\Delta V$  und Nettobilanz  $\Sigma B(z)$  des Vernagtferners im Zeitraum 1979-1982 für Höhenintervalle H von 50 m



6,01 m eine Aufhöhung von 2,58 m gegenüber. Nur das unterste Zungenende des Schwarzwandbereichs zeigt als Folge der extrem hohen Abschmelzung im Sommer 1982 und 1983 ein deutliches Einsinken.

Für die Summen- und Mittelwerte der Daten in Tab. 3.43 ergibt sich trotz der sehr abweichenden Höhenverteilungen eine wesentlich bessere Übereinstimmung der geodätischen und glaziologischen Ergebnisse als für die Periode 1969-1979. Vergleicht man die mit  $8,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  um 24 % größere Volumenabnahme mit dem Massenverlust von  $7,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , so ist zu beachten, daß in der Vergleichsperiode erhebliche Firnreserven abgebaut wurden, deren Volumen nicht mit der Eisdichte von  $900 \text{ kg/m}^3$  sondern mit einem Wert von etwa  $600 \text{ kg/m}^3$  in Massenverluste umgerechnet werden müssen. Die ohnehin geringe Diskrepanz verkleinert sich dadurch noch weiter. Entsprechend gut stimmen auch die mittleren jährlichen Höhenänderungen und die mittlere jährliche spezifische Nettobilanz für den Gesamtgletscher überein.

### 3.6.2.3 Vergleich der mit dem Schichtlinienverfahren und mit der Anwendung digitaler Geländemodelle erzielten Ergebnisse

Das erstmals am Vernagtferner praktizierte Verfahren der Ermittlung von Höhen- und Volumenänderungen mit Hilfe von digitalen Geländemodellen erfordert einen kritischen Vergleich mit den bisherigen Ergebnissen. Hierzu bestimmte REINHARDT & RENTSCH (1986) für ein ca.  $3 \text{ km}^2$  großes Testgebiet im Zungenbereich des Vernagtferners die Höhen- und Volumenänderungen, bezogen auf die Aufnahmen von 1979 und 1982, mit Hilfe von digitalen Geländemodellen mit Gitterabständen von 20 m und 40 m, sowie nach dem klassischen Verfahren für Schichtlinienintervalle von 10 m, 20 m und 50 m. Als Referenzwerte

dienten die mit den 20-m-DGM als dem best auflösenden Verfahren gewonnenen Werte. Die Ergebnisse des Vergleichs sind in den Tab. 3.44 und 3.45 für Höhen- und Volumenänderungen, bezogen auf Höhenstufen von 100 m aufgelistet. Die für die Summenwerte angegebenen Standard-Abweichungen zeigen deutlich die zunehmende Streuung der Ergebnisse mit abnehmender Genauigkeit bei der Erfassung und Beschreibung der Oberflächentopographie. Für das als Normwert bei allen Massenbilanz- und Volumenänderungsauswertungen benutzte Schichtlinienintervall von 50 m erreicht diese Abweichung 22,9 % für die Höhenänderung und 14,4 % für die Volumenänderung. Für die Bewertung muß festgestellt werden, daß das Testgebiet mit seinen ausschließlich aperen Eisflächen durchwegs günstige Auswertebedingungen bot. Alles in allem folgt, daß die Anwendung des hoch auflösenden DGM (Gitterabstand 20 m) deutlich bessere Ergebnisse als das klassische Verfahren liefert. Bei einem Gitterabstand von 40 m sind die Genauigkeiten beider Verfahren vergleichbar.

Der erforderliche Arbeitsaufwand ist ein zusätzlicher wichtiger Aspekt bei der Bewertung der Verfahren. Er ist nach der klassischen Methode bei 50 m Schichtlinienintervallen und bei Benutzung des 20-m-DGM ungefähr gleich groß, wobei die Genauigkeit des digitalen Verfahrens wesentlich höher ist. Bei annähernd gleicher geforderter Genauigkeit wie etwa bei Benutzung des 20-m-DGM oder der 10-m-Schichtlinienauswertung bzw. des 40-m-DGM und der 50-m-Schichtlinienauswertung ist das digitale Verfahren in jedem Fall ökonomischer.

Neben den Vorteilen bei der Ermittlung der Höhen- und Volumenänderungen erlauben die digitalen Geländemodelle der Gletscheroberflächen zugleich noch eine Vielzahl weiterer Anwendungen, so die Erzeugung perspektiver Ansichten von beliebigen Punkten aus, von Steuerprofilen für Orthophotos und

Höhenstufe [m ü.NN]	H ö h e n ä n d e r u n g [m]				
	20 m DGM	10 m	20 m	50 m	40 m DGM
3200	0,5	- 0,1	- 0,3	0,0	0,2
3100	- 0,8	0,0	- 0,2	- 0,4	0,0
3000	1,5	0,0	0,1	- 0,1	0,3
2900	1,9	- 0,3	- 0,2	- 0,4	0,1
2800	4,3	- 0,8	- 1,0	0,4	0,1
2700					
Gesamtwert	0,74	- 0,06	- 0,12	- 0,17	0,16
Abweichung		8 %	16 %	22,9%	21,,6 %

Tab. 3.44: Vergleich von Höhenänderungen, abgeleitet mit dem 20-m-DGM mit entsprechenden, nach dem Schichtlinienverfahren gewonnenen Werten für Schichtlinienabstände von 10 m, 20 m und 50 m sowie für ein DGM mit 40 m Gitterabstand. Die Auswertung ist auf ein ca. 3 km<sup>2</sup> großes Testgebiet auf dem Vernagtferner und die Aufnahmen 1979 und 1982 bezogen (nach REINHARDT & RENTSCH 1986).

Stereo-Orthophotos, die Herstellung sonstiger Oberflächenprofile, von Schichtlinienplänen mit beliebig vorgebbaren Schichtlinienintervallen sowie von Analysen topographischer Merkmale wie Geländeformen, Neigungen und Orientierungen.

Höhenstufe m ü.NN	V o l u m e n ä n d e r u n g [m <sup>3</sup> ]				
	20 m DGM	10 m	20 m	50 m	40 m DGM
3200	245 140	-39 360	- 99 860	27 640	91 840
3100	- 444 090	24 910	-107 090	-199 090	- 8 010
3000	1237 920	47 920	95 920	- 37 080	-216 210
2900	583 232	-40 768	- 20 768	- 71 708	24 900
2800	122 304	- 196	- 3 696	29 804	3 840
2700					
Gesamtwert	1744 506	- 7 494	-135 494	-250 494	328 780
Abweichung		0,4 %	7,8 %	14,4 %	18,8 %

Tab. 3.45: Vergleich von Volumenänderungen, berechnet mit dem 20-m-DGM mit entsprechenden nach dem Schichtlinienverfahren gewonnenen Werten für Schichtlinienabstände von 10 m, 20 m und 50 m sowie für ein DGM mit 40 m Gitterabstand. Die Auswertung ist auf das gleiche Testgebiet und Zeitintervall wie Tab. 3.44 bezogen (nach REINHARDT & RENTSCH 1986).

### 3.6.3 Vergleich der Massenbilanzdaten vom Vernagtferner mit denen von Hintereis- und Kesselwandferner

Die dem Vernagtferner unmittelbar benachbarten Gletscher Hintereis- und Kesselwandferner (s. Abb. 1.1) werden seit 1952 in ihrem Massenhaushalt kontrolliert und ihr unterschiedliches Verhalten von KUHN et al. (1985) näher untersucht. Ein Teil der nachfolgenden Ausführungen stützt sich auf diese Veröffentlichung, welche nun durch die Einbeziehung des Vernagtfernens ergänzt wird. In Tab. 3.46 sind die wichtigsten topographischen Merkmale und glaziologischen Daten der drei Gletscher für die Vergleichsperiode 1964/65-1983/84 zusammengestellt.

		Hintereisferner	Kesselwandferner	Vernagtferner
Gesamtfläche	[km <sup>2</sup> ]	9,00	4,21	9,44
höchster Punkt	[m ü.NN]	3739	3500	3633
tiefster Punkt	[m ü.NN]	2450	2600	2717
mittlere Höhe	[m ü.NN]	3050	3148	3129
50-m-Höhenbereich mit dem größten Flächenanteil	[m ü.NN]	3100-3150	3150-3200	3150-3200
Orientierung des Zungenbereichs		NE	SE	SSW
Länge der zentralen Fließlinie	[km]	7,1	4,5	3,3
Mittlere Fläche des Ablationsgebietes S <sub>a</sub>	[km <sup>2</sup> ]	3,55	0,96	2,97
Akkumulationsgebietes S <sub>c</sub>	[km <sup>2</sup> ]	5,45	3,25	6,47
S <sub>c</sub> /S <sub>a</sub>		1,54	3,89	2,18
(S <sub>c</sub> /S <sub>a</sub> )/S <sub>c</sub> /S <sub>a</sub> )vF		0,71	1,55	1,00
S <sub>c</sub> /S		0,61	0,78	0,69
(S <sub>c</sub> /S)/(S <sub>c</sub> /S)vF		0,88	1,13	1,00
Mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie	[m ü.NN]	2961	3081	3079
Mittlere spez. Nettoablation	[mm]	-1476	-1698	-859
Mittlere spez. Nettoakkumulation	[mm]	752	+ 757	423
Mittlere spez. Nettobilanz	[mm]	- 126	+ 204	+ 19
Summe spez. Nettobilanz	[mm]	-2512	+4073	+378
Anzahl der Jahre mit positiver Bilanz (b > +50)	[mm]	7	13	11
negativer Bilanz (b < -50)	[mm]	10	4	7
ausgeglichener Bilanz (-50 < b < +50)	[mm]	3	3	2

Tab. 3.46: Zusammenstellung der wichtigsten topographischen Merkmale von Hintereis-, Kesselwand- und Vernagtferner sowie von glaziologischen Angaben für den Vergleichszeitraum 1965-1984.

Danach weist der Kesselwandferner als kleinster Gletscher die größte mittlere Höhe mit 3200 m ü.NN auf, gefolgt vom Vernagtferner als dem flächenmäßig größten Gletscher mit 3129 m ü.NN (bezogen auf 1979) und dem Hintereisferner mit 3050 m ü.NN. Nimmt man z.B. einheitlich für alle drei Gletscher eine mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie von 3050 m ü.NN an, so errechnet sich als Anteil des Akkumulationsgebiets am Gesamtgebiet beim Hintereisferner 50 %, beim Vernagtferner 77 % und beim Kesselwandferner 83 %. Schon aufgrund dieser Flächenverhältnisse und des in diesem Falle etwa ausgeglichenen Massenhaushalts des Vernagtfernners müßte so der Hintereisferner deutlich negative Massenbilanzwerte, der Kesselwandferner dagegen entsprechend positive aufweisen. Die über die Vergleichsperiode gemessenen Anteile des Akkumulationsgebiets betragen für den Hintereisferner 61 % und für den Kesselwandferner 77 %. Auch diese Werte lassen auf im Mittel negative bzw. positive Werte der Massenhaushalte beim Hintereis- und Kesselwandferner schließen. Durch die gemessene Anzahl der jeweils positiven, negativen und ausgeglichenen Massenhaushaltsjahre wird dieses Verhältnis weitgehend bestätigt.

Besonders auffallend sind die im Vergleich zum Vernagtferner hohen Werte der mittleren spezifischen Nettoablation und -akkumulation beim Kesselwand- und Hintereisferner. So erreicht der Vernagtferner nur 51 % der spezifischen Nettoablation des Kesselwandfernners und nur 58 % des entsprechenden Werts des Hintereisfernners. Für die spezifische Nettoakkumulation betragen die Vergleichswerte jeweils 56 %. Die Massenumsätze des Vernagtfernners liegen damit nur knapp über der Hälfte derer vom Hintereis- und Kesselwandferner und zwar in nahezu gleicher Weise bei den ablativen und akkumulativen Vorgängen. Die Ursachen hierfür bedürfen noch weiterer Untersuchungen.

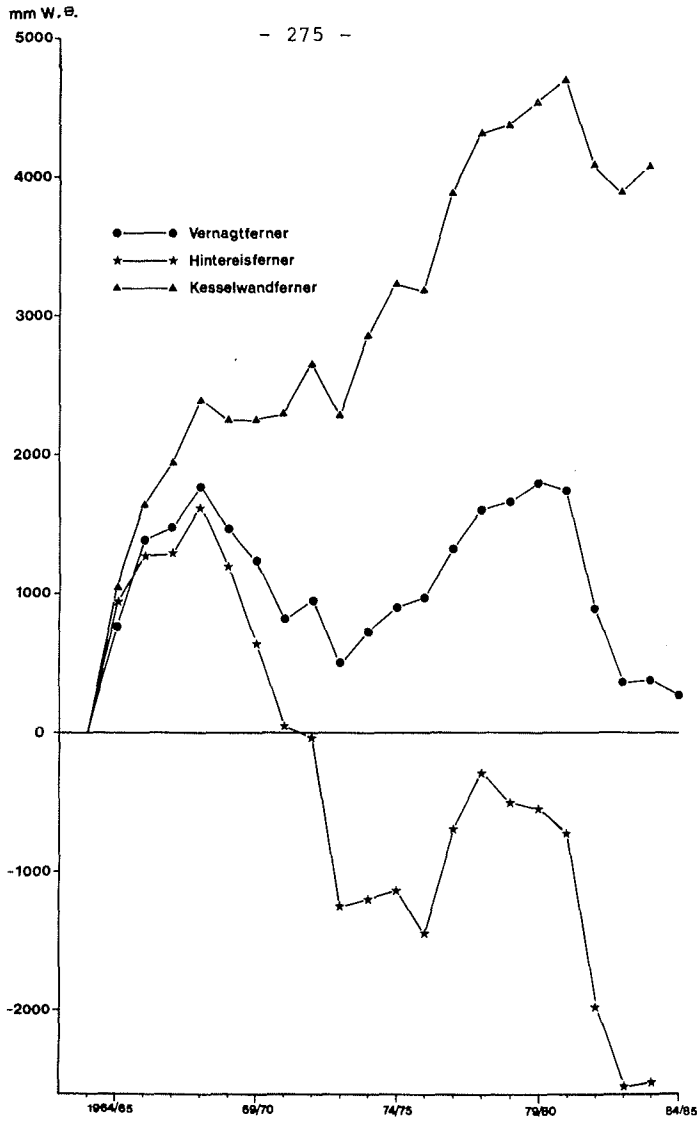


Abb. 3.77: Summenkurven der spezifischen Nettobilanz von Vernagt-, Hintereis- und Kesselwandferner für die Massenhaushaltsjahre 1964/65-1983/84 bezogen auf den Stand von 1964 als gemeinsamen Ausgangswert.

Die in Abb. 3.77 dargestellten Summenkurven der spezifischen Massenbilanzwerte zeigen die Relation der Gletscher zueinander besonders deutlich. Der beträchtliche Massenzuwachs von 4073 mm w.e., welchen der Kesselwandferner am Ende der Vergleichsperiode aufweist, der Massenzuwachs von 378 mm w.e. des Vernagtferners und der Massenverlust des Hintereisferners von insgesamt 2512 mm w.e. im gleichen Zeitabschnitt stehen in einer ähnlichen Relation wie die Flächenverhältnisse  $S_c/S_a$  der drei Gletscher. Eine Korrelation mit den mittleren Höhen der Gleichgewichtslinien ist jedoch nicht gegeben. Hierin unterscheiden sich nämlich Vernagt- und Kesselwandferner kaum, während die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie am Hintereisferner um 120 m niedriger liegt.

Der Trend mit einer Phase starker Massenzunahme zu Beginn der Vergleichsperiode und beträchtlichen Massenverlusten gegen deren Ende sowie mit leicht defizitärem bis stationärem Verhalten und erneutem Wachstum in der Zwischenzeit ist in den einzelnen Jahren bei allen drei Gletschern bis auf geringe Abweichungen gleichartig. So fällt das erste Maximum einheitlich auf das Haushaltsjahr 1967/68, das darauffolgende relative Minimum auf das Jahr 1972/73. Der Verlauf der zweiten Wachstumsphase zeigt geringfügige Unterschiede: Während der Kesselwandferner den zweiten Maximalstand, der in seinem Betrag deutlich über dem ersten liegt, erst 1981, d.h. unmittelbar vor Einsetzen der starken Massenverluste erreicht, ist dies beim Vernagtferner schon ein Jahr früher der Fall, wobei hier die beiden Maxima ähnliche Beträge aufweisen. Im Gegensatz dazu erreicht der Hintereisferner den zweiten Maximalstand schon 1978 mit einem Betrag deutlich unter dem Stand von 1968. Insgesamt ist die Ähnlichkeit der Summenkurven von Kesselwand- und Vernagtferner größer als die der beiden Gletscher zum Hintereisferner.



Eine gewisse Ähnlichkeit von Vernagt- und Kesselwandferner zeigt sich auch in der dynamischen Reaktion der Gletscher und deren Zungenverhalten. Zwar weisen alle drei Gletscher in der Vergleichsperiode eine Zunahme der Fließgeschwindigkeit des Eises auf (s. Abschn. 4.3), wobei am Kesselwandferner mit nahezu 100 m/a im Zungenbereich die höchsten Beträge erreicht werden. Entsprechend seinem beträchtlichen Massenzuwachs reagiert der Kesselwandferner auch als erster der drei Gletscher in spektakulärer Weise: Nach Beendigung des Rückgangs 1950 stößt der Gletscher seit 1970 insgesamt 320 m vor (SCHNEIDER, pers. Mitt.). Der Vorstoß der Gletscherzunge setzte beim Vernagtferner nach einem anhaltenden Rückgang erst 1977 ein, nachdem sich in den letzten Jahren diese wesentlich versteilt und verbreitert hatte. Bis 1985 war dann das Zungenende des Gletschers um 45 m vorverlagert. Bei dem vom Sexenjoch kommenden Eisstrom (s. Abschn. 4.3), der vorher im oberen Bereich der Felseninsel endete, erreichte der Vorstoß in der gleichen Zeit sogar 88 m (SCHNEIDER, pers. Mitt.). Bei diesem Vorstoß wurde von der Hauptzunge, besonders im seitlichen Randbereich, ein z.T. scharf ausgebildeter, stellenweise bis zu mehreren Metern hoher Moränenwall aufgeschoben. Im Gegensatz zum Kesselwand- und Vernagtferner zeigte der Hintereisferner in der Vergleichsperiode einen weiterhin anhaltenden Rückgang, der sich gegen Ende der Vergleichsperiode etwas verlangsamt (PATZELT 1984).

In Übereinstimmung mit den Befunden von KUHN et al. (1985) kann als Ergebnis festgehalten werden, daß die unterschiedlichen Massenbilanzwerte der Gletscher weitgehend mit deren Flächen-Höhen-Verteilung erklärt werden können. Die verschiedenartigen Reaktionen im Zungenverhalten sind auf die sehr unterschiedlichen resultierenden Massenänderungen und die davon ausgelösten Störungen in der Dynamik der Gletscher zurückzuführen. Die Dimensionen der Gletscher, vor allem deren Längserstreckung, sind dabei gleichfalls von maßgeblichem Einfluß.

### 3.7 Hydrologische Bilanz des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach

Mit dem aus den Niederschlagsmessungen abgeleiteten Werten des Gebietsniederschlags (s. Abschn. 3.1.2 u. 3.1.5), den Abflußdaten (s. Abschn. 3.5.2) und den direkt bestimmten Massenänderungen des Gletschers (s. Abschn. 3.6.1) liegen Angaben für die wichtigsten Komponenten des Wasserhaushaltes des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach vor. Verwendet man die hydrologische Bilanzgleichung in der Form

$$P + Q + B = V \quad (3.29)$$

so ergibt das Einsetzen der jeweiligen Zahlenwerte eines Jahres einen Restbetrag, welcher definitionsgemäß der Verdunstung  $V$  entsprechen sollte. Aus der Abweichung von einem anzunehmenden Erwartungswert für die Verdunstung ergeben sich Hinweise auf die Fehler, mit denen die einzelnen Komponenten behaftet sind.

In Tab. 3.47 sind die Zahlenwerte der einzelnen Komponenten zusammengestellt, wobei für die Massenbilanz getrennt die Anteile von Nettoakkumulation  $b_c$  und Nettoablation  $b_a$  aufgeführt werden, angegeben als Höhe der Wasseräquivalentwerte (mm w.e.) bezogen auf die Fläche des Einzugsgebietes (EG). Weiter sind aufgenommen die Relativwerte von Nettoablation und Abfluß sowie von Nettoakkumulation und Niederschlag. Diese Werte entsprechen dem Anteil der Nettomassenverluste des Gletschers am Gesamtabfluß bzw. dem Anteil der aus dem Gebietsniederschlag gebildeten Rücklagen. Abb. 3.78 veranschaulicht dieses Zahlenmaterial, wobei jeweils die Jahreswerte von Niederschlag und Abfluß bzw. Nettoakkumulation und Nettoablation miteinander verglichen werden. Der als "Verdunstung" bezeichnete Anteil ist separat eingetra-

Haushaltsjahr	Abfluß Q mm	Niederschlag P mm	Massenbilanz			Verdunstung V mm	$b_c/P$	$b_a/Q$
			$b_{a_{EG}}$ mm	$b_{c_{EG}}$ mm	$b_{EG}$ mm			
1973/74	1080	1442	90	281	+ 191	171	19.5	8.3
1974/75	1388	1723	169	308	+ 139	196	17.9	12.2
1975/76	1147	1311	143	205	+ 62	102	15.6	12.5
1976/77	1195	1626	47	333	+ 286	145	20.5	3.9
1977/78	970	1402	70	310	+ 240	192	22.1	7.2
1978/79	1453	1583	194	231	+ 37	93	14.6	13.4
1979/80	1252	1521	102	219	+ 117	152	14.4	8.1
1980/81	1382	1513	220	174	- 46	177	11.5	15.9
1981/82	2149	1722	721	31	- 690	263	1.8	33.6
1982/83	1973	1632	483	50	- 439	98	3.1	24.5
1983/84	1060	1369	163	178	+ 16	293	13.0	15.4
1984/85	1723	1804	242	151	- 92	173	8.4	14.0
Mittel	1398	1554	220	206	- 15	171	13.5	14.1
Standardabw.	± 373	± 155	± 195	± 97	± 285	± 61	± 6.5	± 8.1

Tab. 3.47: Jahresbeträge der Komponenten des Wasserhaushaltes für das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach, angegeben als Wasseräquivalent in mm, bezogen auf die Fläche des Einzugsgebietes (11,441 km<sup>2</sup>) und Anteile der Nettoakkumulation am Gesamtniederschlag sowie der Nettoablation am Gesamtabfluß, jeweils in %.

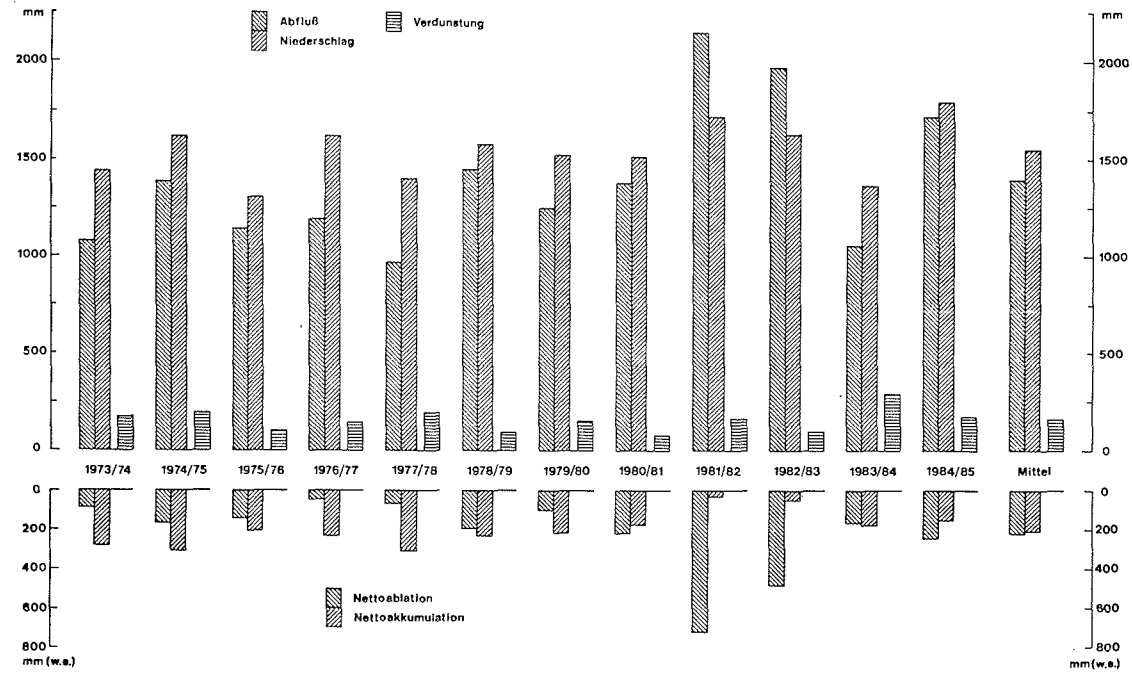


Abb. 3.78: Komponenten des Wasserhaushalts des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach. Nach oben sind Abfluß und Niederschlag sowie der als Verdunstung resultierende Betrag, nach unten Nettoablation und Nettoakkumulation aufgetragen. Alle Werte sind eingetragen als Wasseräquivalente in mm, bezogen auf die Fläche des Einzugsgebietes (11,441 km<sup>2</sup>).

gen. Wie Abb. 3.78 zeigt, ergibt sich in jedem Jahr ein positiver Wert als Restbetrag. Die Zahlenwerte dieses Verdunstungsbetrages variieren zwischen 93 mm (1978/79) und 293 mm (1981/82) mit einem Mittel von 171 mm.

Bei ähnlichen Untersuchungen am Hintereisferner (HOINKES & LANG 1962) wird ein konstanter Verdunstungswert von 200 mm angenommen. Der gleiche Wert wird bei den Wasserhaushaltsermittlungen im Einzugsgebiet des Griesgletschers im Wallis verwendet (AELEN 1985). Bei den Massenhaushaltsbestimmungen nach der hydrologischen Methode am Großen Aletschgletscher/Wallis wird die Verdunstung mit 210 mm angesetzt (AELEN 1985). Nach einer empirischen Formel von LÜTSCHG (1944), die eine teilweise Vergletscherung der Einzugsgebiete berücksichtigt, ergibt sich für die mittlere Höhe des Vernagt-Einzugsgebietes von 3125 m eine Verdunstung von 205 mm.

Die aus den Energiebilanzberechnungen zur Ermittlung der Schmelzung am Vernagtferner abgeleiteten Verdunstungsbeträge ergeben, aufsummiert für die Monate Juni-September der Jahre 1978-1985, einen Mittelwert von 157 mm bei einem Schwankungsbereich zwischen 124 mm (1978) und 186 mm (1984). In diesen Beträgen ist der Verdunstungsanteil des eisfreien Gebietes, der vor allem bei wiederholten geringfügigen Niederschlägen beträchtlich sein kann, nicht enthalten. Der Gesamtbetrag der jährlichen Verdunstung ist dementsprechend und unter Berücksichtigung der übrigen Zeit etwas höher anzusetzen. Die gute Relation der Vergleichswerte und der nach unabhängigen Methoden für das Vernagtgebiet bestimmten Werte der mittleren Verdunstung läßt annehmen, daß die tatsächlichen Verdunstungswerte mit diesen Angaben zutreffend erfaßt werden.

Nimmt man für die Verdunstung einen Schwankungsbereich von  $\pm 50\%$  als zulässig an, so sollten alle Werte außerhalb des Intervalls  $85 \text{ mm} \leq V \leq 255 \text{ mm}$  von fehlerhaften Bestimmungen der anderen Komponenten des Wasserhaushaltes herrühren. So könnte z.B. die extrem hohe Verdunstung im Jahr 1983/84 auf einen zu niedrig angesetzten Niederschlagswert, vor allem für den Winterabschnitt, zurückgeführt werden, da auch die Venter Niederschlagsreihe keinen Hinweis auf einen besonders niedrigen Winterwert in diesem Jahr enthält. Für den sehr kleinen Verdunstungswert im Jahr 1978/79 muß eine zu gering erfaßte Ablation, wahrscheinlicher noch eine zu hohe Akkumulation als Grund angenommen werden. In beiden Jahren sind die Werte der Massenbilanz allerdings sehr klein; auf die Schwierigkeiten und entsprechenden Fehler der Massenbilanzermittlung für Jahre nahe dem ausgeglichenen Zustand wurde bereits hingewiesen (s. Abschn. 3.6.1).

Der höchste Anteil der Nettoakkumulation am Niederschlag mit  $22\%$  entfällt nicht auf das Jahr 1976/77 mit der höchsten Akkumulation ( $b_c = 467 \text{ mm}$ ), sondern auf das folgende Jahr 1977/78 mit dem zweithöchsten Wert ( $b_c = 440 \text{ mm}$ ). Der höchste Ablationsanteil von  $34\%$  trifft hingegen mit dem höchsten Jahresabfluß und der am stärksten negativen Massenbilanz 1981/82 zusammen. Die Mittelwerte von  $13,5\%$  des als Nettoakkumulation gespeicherten Anteils vom Niederschlag und von  $14,5\%$  des aus den Massenverlusten des Gletschers gespeisten Abflußanteils stellen einen relativ beschränkten Beitrag des Gletschers zum Wasserumsatz dar. Diese Anteile verringern sich sogar noch etwas, wenn man die Nettobilanzwerte berücksichtigt. So betrug der Nettozuschuß des Gletschers zum Abfluß im Extremjahr 1981/82 insgesamt  $32\%$ , die Nettomassenzunahme im Bilanzjahr 1977/78  $17\%$  des Gesamtniederschlags. Sieht man von den beiden stark negativen Jahren 1981/82 und 1982/83 ab, so bleiben damit die Anteile der

Nettomassenänderung des Gletschers am Wasserumsatz stets unter 20 %. Diese Anteile liegen mit ihrem Absolutbetrag sicher außerhalb des Fehlerbereichs der Abflußmessung, nicht aber auch außerhalb des Fehlerbereichs der Niederschlagsmessung. Das bedeutet, daß eine Ermittlung der Massenbilanz des Gletschers allein aus der hydrologischen Bilanz des Einzugsgebietes nur mit erheblichen Einschränkungen und Unsicherheiten möglich ist, wenn nicht verbesserte Methoden der Niederschlagsermittlung und/oder zusätzliche Angaben zur Verdunstung verfügbar sind.

Die zahlenmäßig im Mittel eher geringen Anteile des Gletschers am Wasserhaushalt beschränken jedoch nicht dessen Bedeutung für das hydrologische Regime des Einzugsgebietes. Die oben angeführten Angaben zum Einfluß der Massenbilanz des Gletschers auf den Wasserhaushalt vermitteln nämlich deshalb einen etwas schiefen Eindruck, da die vorliegende Massenbilanzreihe durch eine größere Zahl von Massenhaushalten nahe dem ausgeglichenen Zustand gekennzeichnet ist. Eine mehrjährige Folge von Massenbilanzen mit einer gleichsinnigen Abweichung vom ausgeglichenen Zustand in der Größenordnung von 20 % des Niederschlags bliebe in der Tat nicht ohne erheblichen Einfluß auf die Gesamtwasserbilanz des Einzugsgebietes. Da der Abbau der Firn- und Eisreserven auf die relativ kurze Dauer der sommerlichen Ablationsperiode beschränkt ist, trägt aber auch jeder Massenverlust des Gletschers zur weiteren Verstärkung des ausgeprägten glazialen Abflußregimes bei. So dominiert in den Jahren mit deutlich negativen Massenbilanzen der Einfluß des Gletschers mit einem Beitrag von mehr als einem Drittel zum Gesamtabfluß eindeutig. Das Jahr 1985/86 zeichnet sich in diesem Zusammenhang als eine neue Extremsituation ab.

4. Zusätzliche Untersuchungen zur langfristigen Wasserspeicherung, zur Gletscherbewegung und zur Erfassung von Strukturen im Gletscher

4.1 Kernbohrungen

Im März 1979 wurde auf dem Vernagtferner erstmals der Versuch unternommen, mit einer Kernbohrung einen temperierten Alpengletscher zu durchteufen. Das Ziel war einen Firn- bzw. Eiskern zu gewinnen, an dem Isotopengehaltsbestimmungen und chemische Analysen durchgeführt werden sollten. Im Rahmen dieser Bohrkampagne kam eine der Bohrungen in einer Tiefe von 84 m bis auf 5 m an das Gletscherbett heran, wie sich bei späterem Nachbohren mit einer elektrothermischen Schmelzsonde zeigte. Verschiedene andere Kernbohrungen, allerdings mit maximalen Endteufen von nur 20 m waren bereits früher mit einem modifizierten Sipre-Handbohrer andernorts ausgeführt worden, so z.B. am benachbarten Kesselwandferner (EISNER 1971, AMBACH et al. 1978b, AMBACH & EISNER 1980). Auch auf dem Vernagtferner war 1976 mit einem solchen Bohrer bereits zweimal bis ca. 15 m gebohrt worden (BEHRENS et al. 1979b). Weitere Kernbohrungen wurden im Bereich der Westalpen publiziert, so z.B. Flachbohrungen im Bereich des Jungfraujochs in der Schweiz (SCHOTTERER et al. 1977) und eine 178 m tiefe Bohrung auf dem Mer de Glace in Frankreich (VAL-LON et al. 1976). Weiterhin läuft ein intensives Bohrprogramm seit Jahren im kalten Eis des Grenzgletschers (Colle Gnifetti, Monte Rosa) in der Schweiz (OESCHGER et al. 1977, SCHOTTERER et al. 1981 und 1985). Eine Zusammenstellung der weltweiten Bohraktivitäten auf Gletschern ist vom World Data Center A for Glaciology (1980) herausgegeben worden.

Die technischen Schwierigkeiten beim Bohren in temperierten Gletschern sind größer als beim Bohren in kaltem alpinen



oder polarem Eis. Ebenso wird die Eindeutigkeit der Auswertung durch den Umstand gestört, daß versickerndes und z.T. wiedergefrierendes Schmelzwasser oder eingeschlossenes Flüssigwasser die ursprüngliche Stratigraphie, die Isotopengehaltsverteilung und die chemischen Eigenschaften ändern kann. Zudem können extreme Ablationsverhältnisse in einzelnen Jahren die regelmäßige Abfolge von Sommer- und Winterschneesichten empfindlich beeinträchtigen. Es war eines der Ziele des Bohrprogramms von 1979 experimentell zu verifizieren, welche Informationen tatsächlich im temperierten Gletscher erhalten bleiben. Die erfolgreiche Auswertung der Messungen am Bohrkernmaterial von 1979 gab Anlaß, das Programm 1983 fortzusetzen und so die vorhandenen Meßreihen zu ergänzen. Tab. 4.1 gibt eine Übersicht über das Untersuchungsprogramm und über die Publikationen, in denen bereits Ergebnisse veröffentlicht wurden. Ergänzend zu den Untersuchungen am Kernmaterial wurden in den Bohrlöchern In-situ-Gamma-Messungen (Abschn. 4.2.1) und hydraulische Versuche (Abschn. 3.4.2) durchgeführt.

#### 4.1.1 Technische Durchführung der Bohrungen

Für die Bohrarbeiten wurde der elektromechanische Bohrer des Physikalischen Instituts der Universität Bern unter fachkundiger Handhabung seines Konstrukteurs H. Ruffli eingesetzt. Das Bohrgerät entspricht weitgehend der Beschreibung von RUFFLI et al. (1976). Das Bohrsystem wird an einem Kabel gefahren und besteht aus der Bohreinheit, der Antriebseinheit und der Gegendrehmomenteneinheit. Hinzu kommt der Bohrmast, die Winde, der Generator und eine Steuereinheit. Das Kerngehäuse, eine 2 m lange Röhre mit einem Innendurchmesser von 80 mm, und das darüberliegende Außenrohr waren teflonbeschichtet. Die Bohrkronen können entweder mit 2 oder 3 Schneidmessern bestückt werden. Ihr Innendurchmesser von 75 mm entspricht auch dem späteren Kerndurchmesser, ihr Außendurch-

Meßgröße	<sup>3</sup> H	<sup>2</sup> H, <sup>18</sup> O	Gesamtbeta, <sup>90</sup> Sr, <sup>137</sup> Cs	<sup>210</sup> Pb	Chemische Analysen	Struktur- parameter	CO <sub>2</sub> - Gehalt
Institution	GSF-Institut f. Radio- hydrometrie		Eidg.Inst.f.Reaktor- forschung, Würen- lingen, Schweiz		GSF-Phys. Techn. Abt.	Eidg.Inst. f. Schnee- und Lawi- nenfor- schung, Davos, Schweiz	Phys.Inst. Univ.Bern, Schweiz
Kern	I,II,IV,VI	I,II,IV,I	II,IV	I	I,II	III	III, I
Veröffent- lichung	OERTER & RAUERT (1982)	STICHLER et al.(1982b) BAKER et al. (1985)	v. GUNTEN et al. (1982)			GOOD (1982)	
	OERTER et al.	(1985)					

Tab. 4.1: Kernbohrungen Vernagtferner in den Jahren 1979 und 1983: Untersuchungsprogramm. Lageplan der Bohrungen s. Abb. 4.1, Angaben zu den Bohrkernen s.Tab.4.2

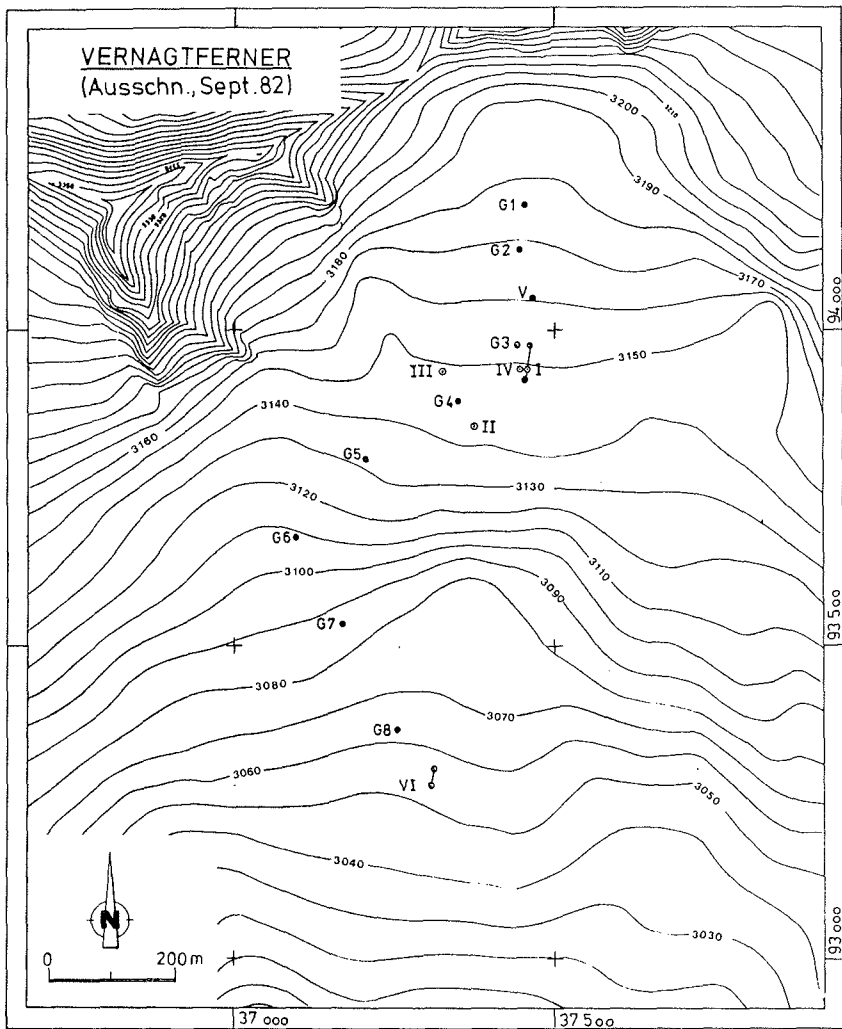


Abb. 4.1: Lageplan der Kernbohrungen I, II, III (1979) und IV, V und VI (1983) sowie der für die Gamma-Log-Messungen erstellten Bohrungen G1 bis G8. Bei den Bohrungen I und VI sind die Bewegungsbeträge seit ihrer Erstellung 1979 bzw. 1983 eingetragen.

messer von 114,5 mm weitgehend dem späteren Bohrlochdurchmesser. Jedesmal wenn der Bohrer aus dem Loch hochgefahren wurde, wurde das Kerngehäuse ausgeklinkt und der Eiskern mit einem Holzstab herausgeschoben, das Bohrmehl vom eigentlichen Kern getrennt und der Kern in Stücke von 65 cm Länge aufgeteilt, die dann fotografiert und in PE-Folie eingepackt wurden. Nachdem die Kerne mit einer Federwaage gewogen worden waren, wurden sie in mit Styropor ausgekleidete Alu-Kisten gelegt und dort einige Tage bei ca. -8 °C bis zum Abtransport ins Tal gelagert. Der Weitertransport von Vent nach München erfolgte in Kühltruhen, in denen die Kerne auch anschließend bei ca. -18 °C bis zur endgültigen Verarbeitung gehalten wurden.

Die Lage der Bohransatzpunkte ist in die Abb. 4.1 eingetragen, Tab. 4.2 gibt Auskunft über das Datum der Bohrung, Koordinaten der Bohransatzpunkte sowie die Länge der erbohrten Kerne.

Bohrung	I	II	III	IV	V	VI
Datum	7.-14.3. 1979	30./31.3. 1979	2./3.4. 1979	5./6.3. 1983	7.-9.3. 1983	10.-12.3. 1983
X (Nord) [m]	37462	37374	37322	37446	37469	37312
Y (Ost) [m]	93977	93850	93934	93051	94052	93301
Z [m ü.NN]	3157,4	3148,2	3153,8	3057,8	3163,0	3057,8
Kernlänge [m]	81,35	45,86	33,69	39,83	45,59	80,73
[m w.e.]	65,20	35,54	24,06	30,05	35,42	69,38

Tab. 4.2: Kernbohrungen Vernagtferner in den Jahren 1979 und 1983: Zeit der Erstellung der Bohrungen, Koordinatenangaben und Länge der erbohrten Eiskerne

Die erreichten Bohrtiefen resultieren teilweise aus dem vorgegebenen Bohrziel für diese Bohrungen, teilweise war der Abbruch der Bohrarbeiten durch Wassereinbruch im Bohrloch oder auch die Witterungsverhältnisse erzwungen worden. Eine ausführliche Beschreibung der Bohraktion 1979 geben OERTER et al. (1982).

#### 4.1.2 Probenaufbereitung

Die Bohrkernkerne weisen bei einem Durchmesser von im Mittel 76 mm eine Querschnittsfläche von  $45,4 \text{ cm}^2$  auf. Die Dichte des erbohrten Kernmaterials wurde auf dem Gletscher aus dem Gewicht der einzelnen Kernstücke und dem aus der Kernstücklänge (in der Regel 65 cm) bestimmten Volumen berechnet. Sie liegt zwischen  $0,35$  und  $0,89 \text{ g/cm}^3$  (s. Abschn. 4.1.7). Üblicherweise wurden die Bohrkernkerne im Kältelabor längs geteilt und anschließend die eine Hälfte in 2,5 oder 3 cm dicke Scheiben zersägt. An den aufgeschmolzenen Proben wurden dann die elektrolytische Leitfähigkeit bestimmt sowie die  $^{18}\text{O}$ -,  $^2\text{H}$ - und  $^3\text{H}$ -Gehalte gemessen. Die zweite Kernhälfte wurde für weitere Messungen externer Partner zur Verfügung gehalten, wie z.B. Messungen des  $^{210}\text{Pb}$ -Gehalts oder der Gesamt-Beta-Aktivität (s. Abschn. 4.1.6).

#### 4.1.3 Meßergebnisse

Die Abb. 4.2-4.4 geben die an den Bohrkernen I, IV und VI gemessenen Größen, nämlich  $^{18}\text{O}$ -Gehalt,  $^2\text{H}$ -Gehalt,  $^3\text{H}$ -Gehalt und elektrolytische Leitfähigkeit sowie den berechneten Deuteriumexzeß  $\delta$  wieder. Im folgenden sollen nun zuerst die einzelnen Meßgrößen für die einzelnen Bohrungen diskutiert werden und in weiteren Abschnitten dann ein Vergleich zwischen den Bohrungen I und IV angestellt sowie klimatische Aussagen versucht werden.

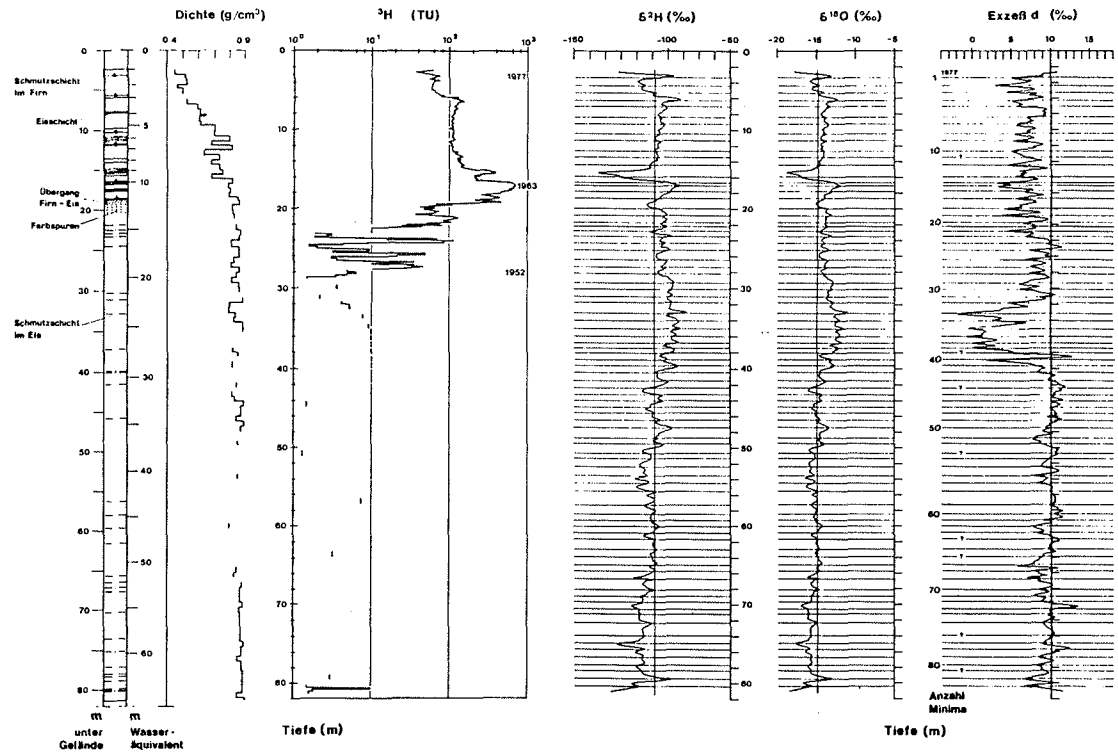


Abb. 4.2: Kernbohrung I Vernagtferner 1979: Dichte,  $^3\text{H}$ -Gehalt,  $^{18}\text{O}$ - und  $^2\text{H}$ -Gehalt sowie Deuteriumexzeß d. Die drei letztgenannten Kurven wurden als 10er übergreifende Mittelwerte gezeichnet. Die eingetragenen waagrechten Linien geben die Jahresschichtung im Kern wieder. (Lageplan s. Abb. 4.1)

Bohrkern IV, Vernagtferner 1983

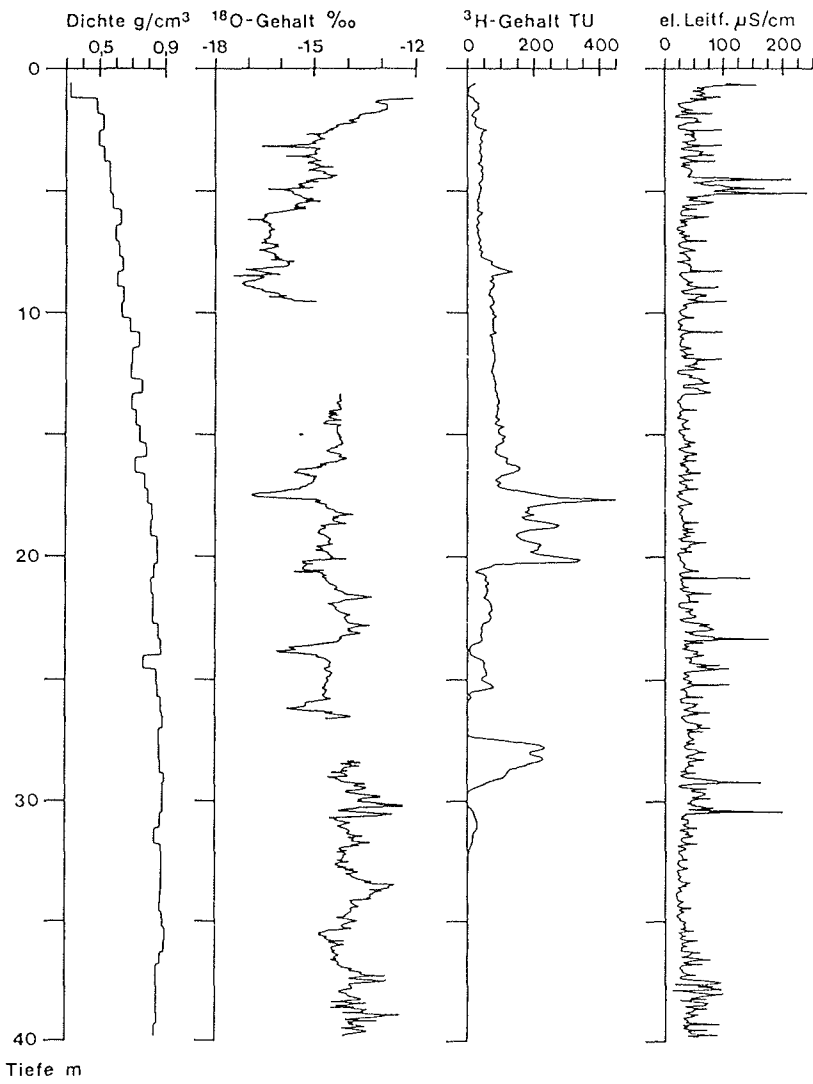
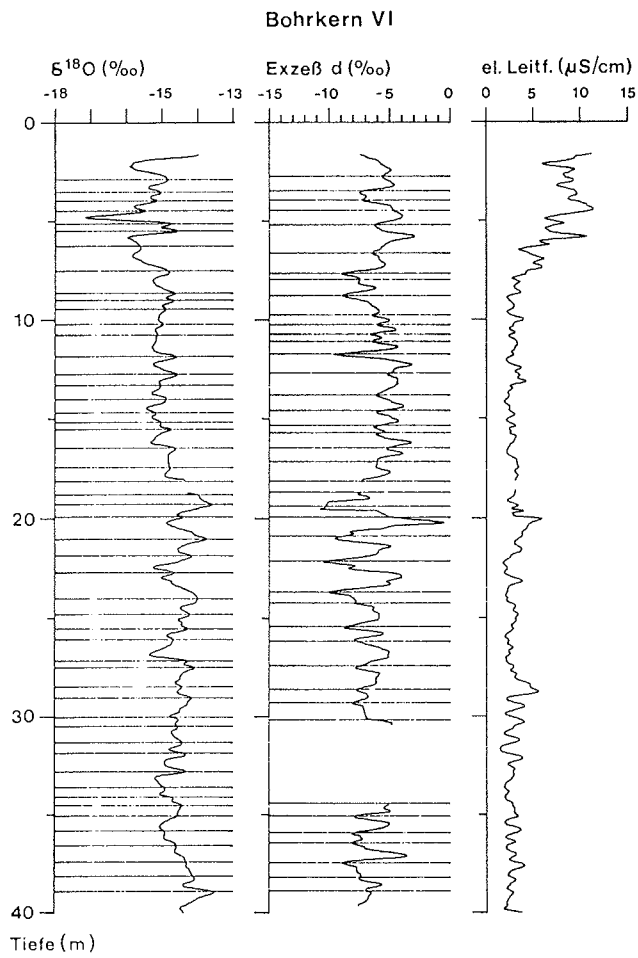


Abb. 4.3: Kernbohrung IV Vernagtferner 1983: Dichteprofil, <sup>18</sup>O-Gehalt, <sup>3</sup>H-Gehalt und elektrolytische Leitfähigkeit (Lageplan s. Abb. 4.1)



**Abb. 4.4a:** Kernbohrung VI Vernagtferner 1983:  $^{18}\text{O}$ -Gehalt und Deuteriumexzeß d sowie elektrolytische Leitfähigkeit im Tiefenbereich 0-40 m. (Lageplan s. Abb. 4.1;  $^3\text{H}$ -Gehalt s. Abb. 4.5 und 4.9)



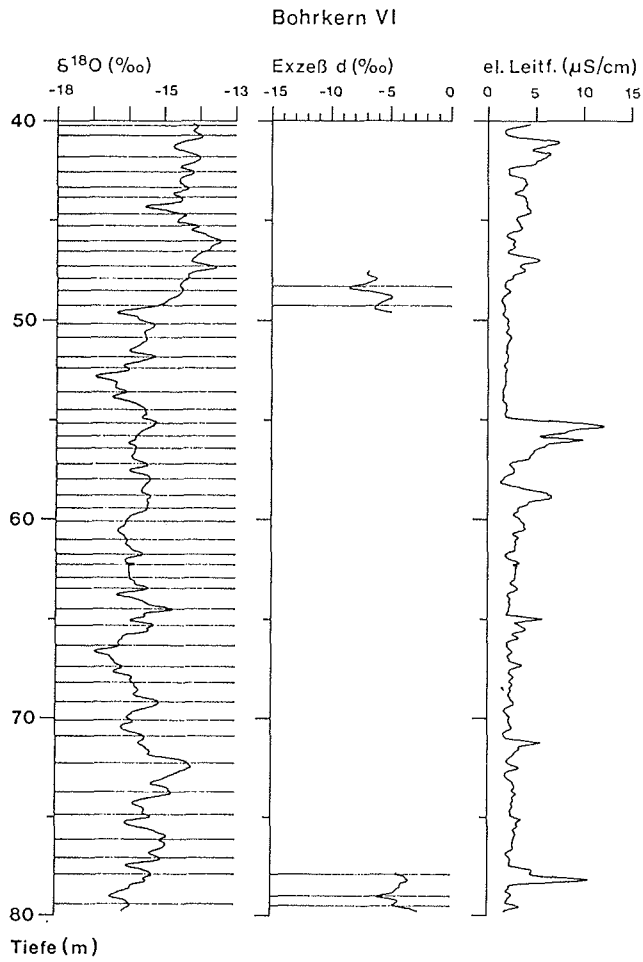


Abb. 4.4b: Kernbohrung VI Vernagtferner 1983:  $^{18}\text{O}$ -Gehalt und Deuteriumexzeß d sowie elektrolytische Leitfähigkeit im Tiefenbereich 40-80 m. (Lageplan s. Abb. 4.1)

#### 4.1.3.1 Tritiumgehalte

Der  $^3\text{H}$ -Gehalt wurde an den Kernen I, II, IV und VI bestimmt. An den meisten Proben wurde er mittels direkter Flüssigkeitsszintillationszählung an 10 ml Wasserproben bei einer Meßzeit von jeweils 500-1000 min gemessen; hierbei liegt die Nachweisgrenze bei ca. 10 TU. Fallweise wurde in Sammelproben von 200-400 ml das  $^3\text{H}$  vor der Flüssigkeitsszintillationsmessung elektrolytisch angereichert, um somit die Nachweisgrenze auf 3-1 TU zu senken. An einigen ausgewählten Proben aus tieferen Kernschichten, in denen vom Alter her kein  $^3\text{H}$  mehr zu erwarten gewesen wäre, wurde das empfindlichere Verfahren, nämlich die Messung im Gas-Proportionalzähler nach vorhergehender elektrolytischer Anreicherung und Propansynthese angewandt, wodurch eine Nachweisgrenze von 0,2 TU erzielt wird. Einzelheiten der Meßtechnik sind z.B. bei EICHINGER et al. (1981) beschrieben.

Aus den  $^3\text{H}$ -Gehalten lassen sich in den Bohrkernen Zeitmarken für die Zeit der oberirdischen Kernwaffentests in den Jahren 1952-1963 festlegen, jedoch nicht einzelne Jahresschichten erkennen. Hierfür muß auf die Interpretation des  $^{18}\text{O}$ -Gehalts (s. Abschn. 4.1.3.2) zurückgegriffen werden.

Eine ausführliche Diskussion des  $^3\text{H}$ -Gehalts von Bohrung I und II findet sich bei OERTER & RAUERT (1982). In Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Datierung aufgrund des  $^{18}\text{O}$ -Gehalts (s. Abschn. 4.1.3.2) kann der maximale Peak im  $^3\text{H}$ -Profil in diesem Fall dem Jahr 1963 zugeordnet werden. Abb. 4.5 stellt die gemessenen  $^3\text{H}$ -Gehalte der Bohrungen I, II, IV und VI einander gegenüber. Man erkennt dabei, daß die Profile keineswegs identisch sind und eine eindeutige Zuordnung der einzelnen Peaks nicht ohne weiteres möglich ist. Der Vergleich der Bohrungen I und II aus dem Jahr 1979

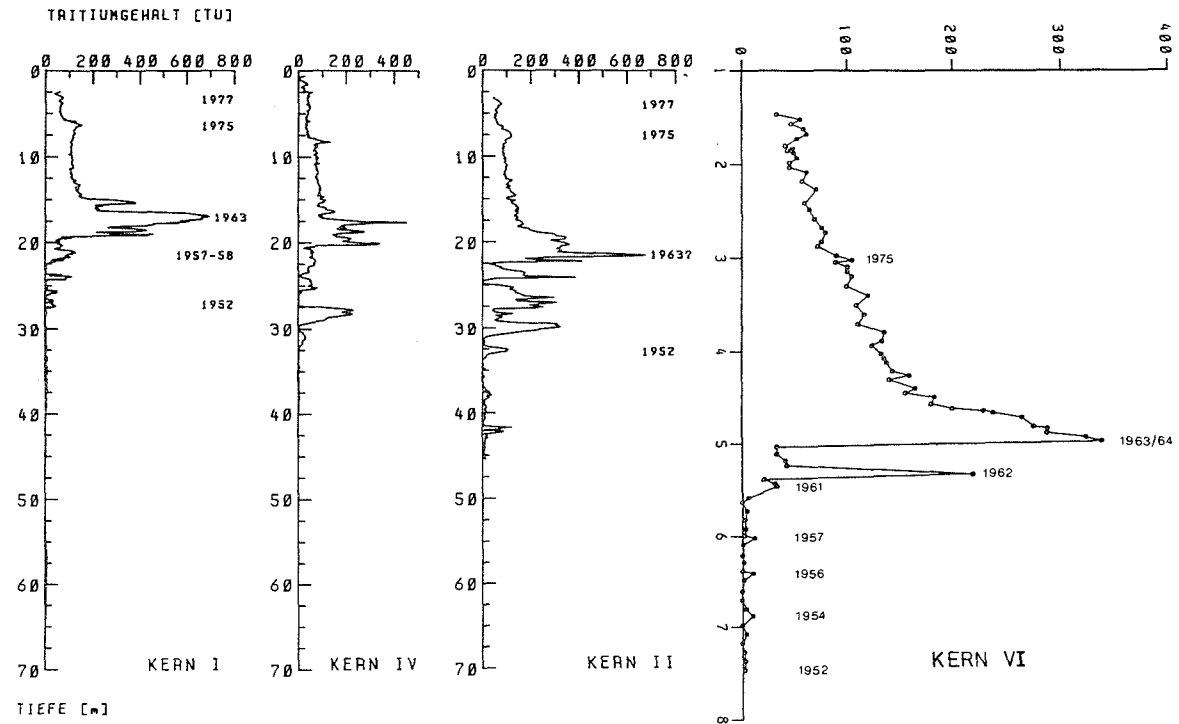


Abb. 4.5: Kernbohrungen 1979 und 1983 auf dem Vernagtferner:  $^3\text{H}$ -Gehalte in den Bohrkernen I, II, IV und VI, jeweils bezogen auf das Datum der Probennahme im März 1979 bzw. 1983. Bohrung I und IV waren benachbart, aber in unterschiedlichen Jahren erbohrt (Lageplan s. Abb. 4.1)

wurde bereits von OERTER & RAUERT (1982) durchgeführt und die Zuordnung des maximalen  $^3\text{H}$ -Gehalts der Bohrung II zum Jahr 1963 mit einem Fragezeichen versehen, zumal auch die gemessenen Gesamt-Beta-Aktivitäten (v. GUNTEN et al. 1982; s. Abschn. 4.1.6) dort nicht ihren Maximalwert erreichten. Ferner war besonders aufgefallen, daß die  $^3\text{H}$ -Gehalte im Kern I unterhalb von 20 m Tiefe wesentlich niedriger lagen als im Kern II; auch diese Diskrepanz mußte offen bleiben. Die Messungen am Kern IV scheinen nun etwas zur Klärung beizutragen. Zwar fehlt auch hier auf den ersten Blick gesehen eine gute Übereinstimmung mit Kern I. Wie aber in Abschn. 4.1.4 gezeigt wird, wurde offensichtlich der  $^3\text{H}$ -Gehalt infolge Schmelzwassertransports im Firnwasserleiter erniedrigt; eine Zuordnung der einzelnen Maxima zueinander und des absoluten Maximums zum Jahr 1963 ist möglich (Abb. 4.12). Vergleicht man nun wiederum Kern IV und Kern II miteinander, so kann der Peak bei 30 m im Kern II dem bei 28,5 m im Kern IV zugeordnet werden. Der maximale Peak von Kern II würde dann dem Peak bei 20 m im Kern IV entsprechen und tatsächlich nicht aus den Niederschlägen des Jahres 1963 stammen. Die ursprünglich maximalen  $^3\text{H}$ -Gehalte im Niederschlag des Jahres 1963 sind offensichtlich in diesem Kern nicht konserviert worden. Der einzige Hinweis auf den Fallout jenes Jahres sind die hohen Gesamt-Beta-Aktivitäten und  $^{137}\text{Cs}$ -Gehalte, die in der entsprechenden Tiefe gemessen wurden (v. GUNTEN et al. 1982).

Im Kern II, im Tiefenbereich zwischen 22 und 28 m, dürften die gegenüber Kern I und IV höheren  $^3\text{H}$ -Gehalte eher den ursprünglichen  $^3\text{H}$ -Gehalten im Niederschlag entsprechen. Vielleicht befand sich der Bohransatzpunkt dieser Bohrung in der Zeit als der fragliche Tiefenbereich vom sommerlichen Firnwasserleiter erfaßt wurde, nahe einer drainierenden Spalte, die den in Abschn. 4.1.4 beschriebenen "Auswascheffekt" verhindert hat.

Im Bohrkern VI tritt ein ausgeprägtes Maximum bereits in einer Tiefe von 5,3 m auf. Auch hier stehen wie bei Kern I, die Anzahl der Jahresschichten, bestimmt aus den  $^{18}\text{O}$ -gehalten, und das Jahr 1963 als Depositionsjahr für das  $^3\text{H}$ -Maximum im Einklang. Die geringeren Jahresrücklagen im oberen Bereich dieses Kerns hängen mit der Lage des Bohransatzpunktes unweit der mittleren Gleichgewichtslinie zusammen. Eine tiefenmäßige Übereinstimmung zwischen maximalem  $^3\text{H}$ -Gehalt und maximaler Gamma-Aktivität erbrachten die Gamma-Log-Messungen, die in diesem Bohrloch durchgeführt wurden (s. Abschn. 4.2.1).

Spuren von  $^3\text{H}$  wurden auch in tieferen Schichten des Gletschers, die zeitlich der Zeit vor den Kernwaffentests entsprechen, gefunden (Abb. 4.2). Dies ist als Hinweis auf den Schmelzwassertransport im temperierten Gletscher zu verstehen.

Für den Kern I wurde aufgrund der vorliegenden Datierung der in den einzelnen Jahresschichten der mittlere  $^3\text{H}$ -Gehalt, bezogen auf das Depositionsjahr berechnet und in Abb. 4.6 den  $^3\text{H}$ -gehalten des Niederschlags (Halbjahresmittel) gegenübergestellt. Für diesen Vergleich wurden die Daten der nahegelegenen meteorologischen Station Vent (Abb. 1.1) verwendet, die für die Jahre 1970-1977 vorliegen (BEHRENS et al. 1979b). Diese Reihe wurde bis zum Jahre 1954 zurück durch Werte, die für das 80 km Luftlinie entfernte Gebiet von Davos als gültig angenommen werden, (MARTINEC et al. 1974) ergänzt. Insgesamt ist die Übereinstimmung zwischen den  $^3\text{H}$ -gehalten im Niederschlag und im Bohrkern befriedigend, wenn man berücksichtigt, daß der  $^3\text{H}$ -Gehalt im Niederschlag jahreszeitliche Schwankungen aufweist und teilweise durch Schmelzung verloren geht. Nur für 3 Jahre treten größere Abweichungen auf: Der hohe  $^3\text{H}$ -Gehalt in den Som-

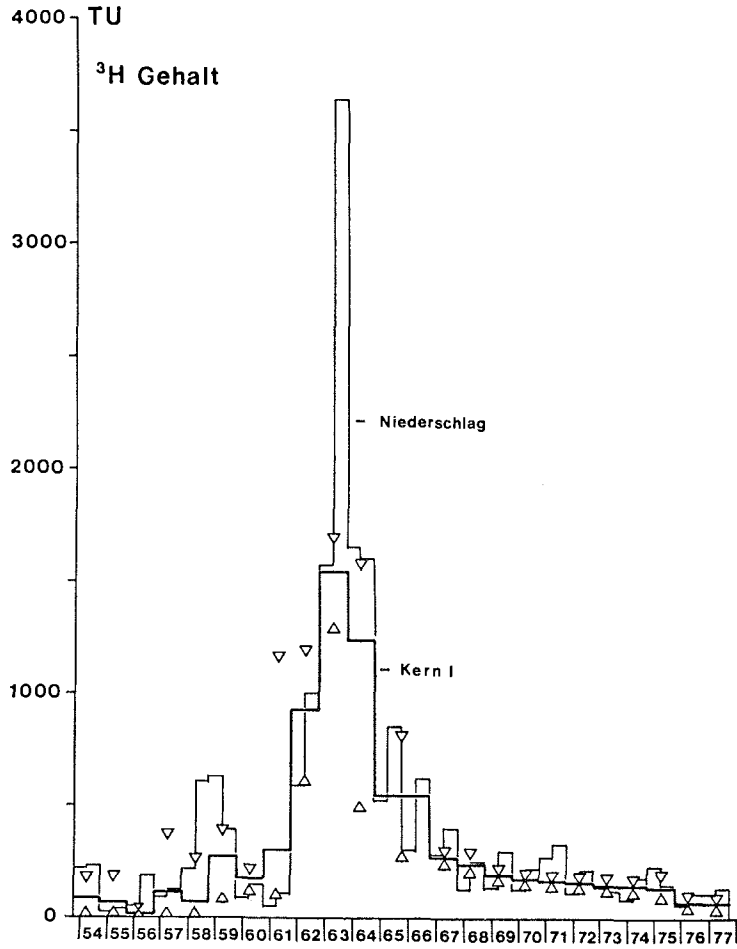


Abb. 4.6: Vergleich der auf das Depositionsjahr bezogenen  $^3\text{H}$ -Gehalte im Bohrkern I mit den  $^3\text{H}$ -Gehalten des Niederschlags (Halbjahresmittel) der Jahre 1954-1977. Für die Jahre 1970-1977 wurden die  $^3\text{H}$ -Gehalte des Niederschlags von Vent (Abb. 1.1) verwendet (BEHRENS et al. 1979), für die Jahre 1954-1970 Werte aus dem Gebiet von Davos (Schweiz) (MARTINEC et al. 1974)  
 $\nabla, \Delta$  : Maximaler bzw. minimaler  $^3\text{H}$ -Gehalt einer Jahresschicht im Bohrkern

merniederschlägen von 1958 und dem darauffolgenden Winter 1958/59 wird im Bohrkern I nicht gefunden, wohingegen die  $^3\text{H}$ -Gehalte die im Kern I dem Jahr 1960/61 zugeordnet worden waren, wesentlich höher als die in den Niederschlägen jenes Jahres sind. Außerdem wurden die höchsten im Sommer 1963 im Niederschlag gemessenen  $^3\text{H}$ -Gehalte, welche das wesentlichste Merkmal für die Datierung sind, im akkumulierten Firn nicht konserviert, ein Effekt, der wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, daß der Sommerschnee jenes Jahres weitgehend weggeschmolzen ist. Einen Hinweis darauf geben die Untersuchungen von AMBACH et al. (1968) am Kesselwandferner.

#### 4.1.3.2 Sauerstoff-18- und Deuteriumgehalt sowie Deuteriumexzeß d

Im natürlichen Wasserkreislauf bleibt das Isotopenverhältnis von Wasserstoff ( $^2\text{H}/^1\text{H}$ ) und Sauerstoff ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) nicht konstant. Der Niederschlag zeigt jahreszeitliche Schwankungen des  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalts, welche im wesentlichen von der Herkunft des Wasserdampfes und der Kondensationstemperatur herrühren. In Abb. 4.7a wird diese jahreszeitliche Variation anhand der Monatsmittelwerte des  $^2\text{H}$ -Gehalts im Niederschlag und der Lufttemperatur an der meteorologischen Station Vent, gemittelt über 5 Jahre, (Abb. 1.1) veranschaulicht und in Abb. 4.7b die Korrelation zwischen den beiden Größen dargestellt. Diese jahreszeitliche Schwankung des Isotopengehalts im Niederschlag bleibt auch in Schneedecken und Gletschern nachweisbar (MOSER & STICHLER 1975).

Bei den Untersuchungen auf kalten Gletschern in Grönland und in Eisschelfen der Antarktis werden die  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Ge-

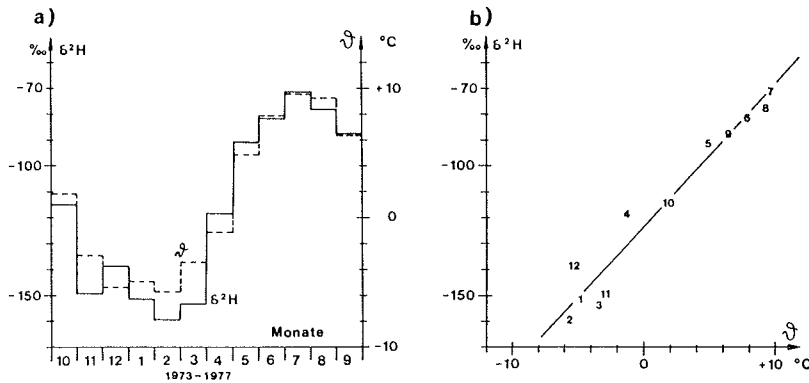


Abb. 4.7: Meteorologische Station Vent (1904 m ü.NN):

- a) 5jähriges Mittel der Monatsmittel der Lufttemperatur ( $\theta$ ) und des  $^2\text{H}$ -Gehalts im Niederschlag ( $\delta^2\text{H}$ )
- b) Korrelation zwischen Lufttemperatur ( $\theta$ ) und  $^2\text{H}$ -Gehalt im Niederschlag ( $\delta^2\text{H}$ ) für die 5-jährigen Monatsmittelwerte. Die eingetragenen Zahlen 1-12 entsprechen den Monaten Januar-Dezember. Der  $^2\text{H}$ -Gehalt zeigt einen Anstieg von ca. 5‰ pro 1 K Temperaturerhöhung (aus STICHLER et al. 1982b)

halte als Indikatoren für die Datierung und zur Berechnung von Akkumulationsraten verwendet (s. z.B. REEH et al. 1978, REINWARTH et al. 1982). Der Niederschlag fällt allerdings immer in fester Form und die Schmelzung des deponierten Schnees ist praktisch vernachlässigbar. Für temperierte, alpine Gletscher gibt es nur wenige Beispiele für Messungen der  $^3\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte in Firn- und Eisproben (DEUTSCH et al. 1966, BEHRENS et al. 1979). Die Isotopengehaltsschwankungen, die hier gefunden werden, sind jedoch nicht so einfach interpretierbar wie in kalten Gletschern. Dies rührt z.T. daher, daß der Niederschlag auch im Akkumulationsgebiet als Regen fallen kann. Großen Einfluß haben auch Schmelz- und Verdunstungsprozesse sowie das durchsickernde Schmelz-



wasser. Die möglichen Veränderungen des Deuteriumexzesses  $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  wurden in Feld- und Laborexperimenten untersucht und werden zusammenfassend in Abb. 4.8 dargestellt. Insgesamt hat sich die Verwendung des Deuteriumexzesses  $d$  als zusätzlicher Parameter bei der Rekonstruktion der Jahresschichtung im Firn und Eis eines temperierten Gletschers als sehr nützlich erwiesen.

Bei Verdunstung an der Schneeoberfläche ergaben Laborexperimente ein Absinken des Deuteriumexzesses  $d$  (Abb. 4.8a) mit fortschreitendem Massenverlust der Schneeprobe. Beim Wechsel zwischen Verdunstung während des Tages und Kondensation während der Nacht schwankte der Deuteriumexzeß um einen konstanten Mittelwert (Abb. 4.8b). Ein Absinken des Deuteriumexzesses  $d$  konnte in einer schmelzenden Schneesäule mit fortschreitender Ablation (Abb. 4.8c), sowie in einer natürlichen Schneedecke (Abb. 4.8d) beobachtet werden. Diese Versuchsergebnisse zeigen, daß neben einer generellen Anreicherung der stabilen Isotope  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  während der Ablationsphasen infolge Schmelzung und Verdunstung der Deuteriumexzeß die Tendenz zu einer Abnahme zeigt. Diese Effekte können dazu benützt werden, um die Schneeschichten, die während des Sommers an der Gletscheroberfläche exponiert waren, zu identifizieren; sie sollten nämlich durch ein Minimum im Tiefenprofil des Deuteriumexzesses  $d$  gekennzeichnet sein.

Im Bohrkern I verlaufen die Tiefenprofile von  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  sehr gleichförmig (Abb. 4.2). Die an den 2,5 cm langen Probenstücken gemessenen Einzelwerte (STICHLER et al. 1982) zeigen verschiedene nicht-periodische Schwankungen, die besonders ausgeprägt im Tiefenbereich oberhalb 15 m erscheinen sowie zwischen 28 und 40 m. Unterhalb werden die Schwankungen regelmäßiger und gleichen mehr den jahreszeitlichen Schwankungen, wie man sie von kalten Eiskernen kennt. Eine längerwellige Schwingung scheint diesen Schwankungen überla-

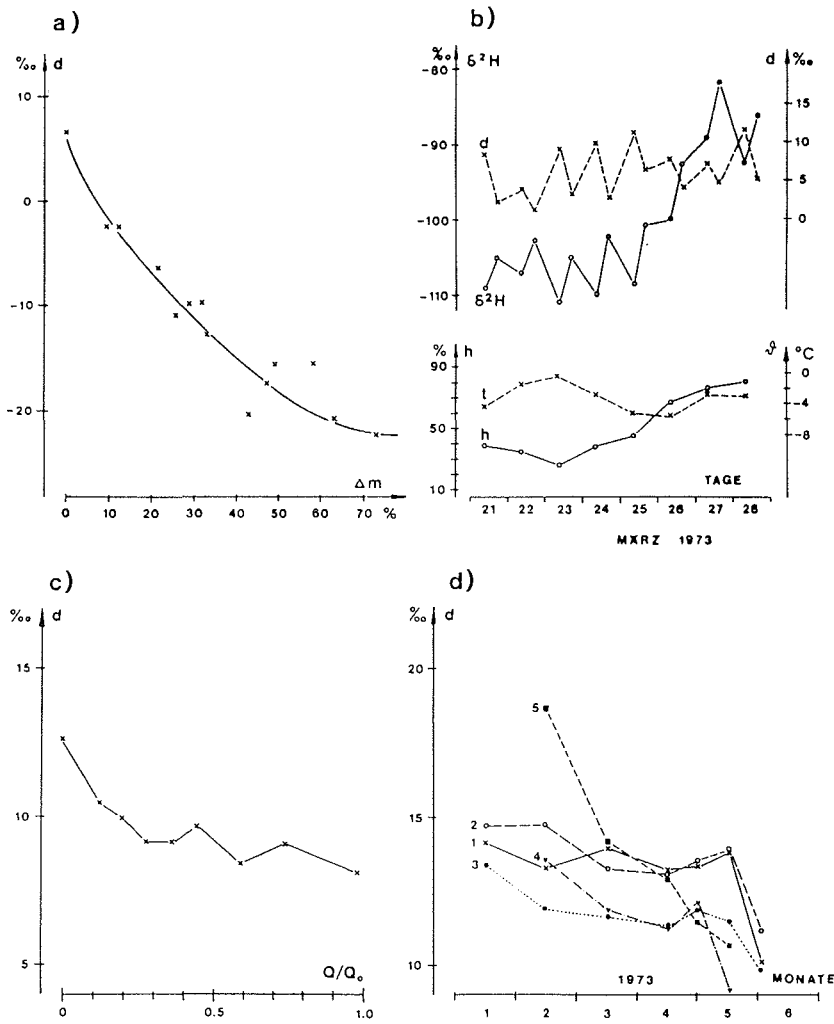


Abb. 4.8: Abbildungsunterschrift siehe nächste Seite

Abb. 4.8: Schwankungen des Deuteriumexzesses  $d$  infolge von Verdunstung und Schmelzung in Schneeproben bei Experimenten im Kältelabor (a und c) und in einer natürlichen Schneedecke (b und d)

- a) Zusammenhang zwischen Deuteriumexzeß  $d$  und Massenverlust  $\Delta m$  einer Schneeprobe infolge Verdunstung.  $\Delta m$  ist das Verhältnis des verdunsteten Anteils der Schneeprobe zur Ausgangsmasse (nach MOSER & STICHLER 1975)
- b) Tageszeitliche Schwankung des  $^2\text{H}$ -Gehalts und des Deuteriumexzesses  $d$  an der Oberfläche einer natürlichen Schneedecke (oberste 1-2 cm) infolge Verdunstung während des Tages und Kondensation während der Nacht. Zusätzlich sind die Lufttemperatur  $\vartheta$  und die Luftfeuchtigkeit  $h$  während des Beobachtungszeitraums eingetragen (nach MOSER & STICHLER 1983).
- c) Zusammenhang zwischen Deuteriumexzeß  $d$  und dem relativen Abfluß  $Q/Q_0$  in einer Schneesäule.  $Q/Q_0$  ist das Verhältnis des abgeflossenen Schmelzwasserbetrages zum Gesamtbetrag des verfügbaren Schnees (nach HERRMANN et al. 1981).
- d) Schwankung des Deuteriumexzesses  $d$  in verschiedenen Schichten (Nr. 1-5) einer natürlichen Schneedecke am Weißfluhjoch/Davos (2540 m ü.NN, Schweiz) im Zeitraum Januar-Juni 1973 (nach MARTINEC et al. 1977).

gert, deren Maximum etwa bei 35 m und deren Minimum gegen das Ende des Kerns hin liegt. Ein ausgeprägtes Minimum tritt in einer Tiefe von 15,4 m auf. Die  $^2\text{H}$ -Gehalte schwanken zwischen -154,6 ‰ und -73,3 ‰ um einen Mittelwert von -108,4 ‰. Die  $^{18}\text{O}$ -Gehalte schwanken zwischen -20,49 ‰ und -8,31 ‰ um einen Mittelwert von -14,56 ‰. Die Einzelwerte des Deuteriumexzesses  $d$  schwanken stärker als der  $^2\text{H}$ - oder  $^{18}\text{O}$ -Gehalt; die Werte liegen zwischen -9,3 ‰ und +20,0 ‰ (Mittelwert 8,1 ‰).

Durch die Berechnung von übergreifenden Mittelwerten konnte eine Glättung der Kurven erreicht werden, so daß sich bei allen drei Größen regelmäßiger Schwankungen abzeichneten

(Abb. 4.2), die als jahreszeitliche Schwankungen interpretiert und zur Einteilung des Kerns in Jahresschichten verwendet wurden.

Das Alter des Kerns I liegt demnach zwischen 83 und 75 Jahren, was bedeutet, daß die älteste Schicht zur Zeit der Jahrhundertwende, zwischen 1895 und 1903 abgelagert wurde. Dieses Alter steht in Übereinstimmung mit der Datierung, die von GUNTEN et al. (1982) mit Hilfe der  $^{210}\text{Pb}$ -Methode angegeben (s. Abschn. 4.1.6). Übereinstimmung ergibt sich auch mit den  $^3\text{H}$ -Messungen (OERTER & RAUERT 1982), da die Jahresschicht für 1963 in der gleichen Tiefe wie das  $^3\text{H}$ -Maximum liegt. Die mittlere Akkumulationsrate für das Firnbecken unterhalb des Taschachjochs läßt sich ohne Berücksichtigung von Ausdünneffekten und Neigungsänderungen infolge der Gletscherbewegung aus dem Alter von 75 bzw. 83 Jahren zu 0,85 m bzw. 0,77 m w.e. pro Jahr abschätzen. Auf eine mögliche klimatische Interpretation der Isotopengehalte wird in Abschn. 4.1.5 eingegangen.

Wegen der beschränkten Meßkapazität wurde am Bohrkern II der  $^{18}\text{O}$ -Gehalt nur dort gemessen, wo im Kern I besonders ausgeprägte Schwankungen auftraten. Leider konnte das besonders auffällige Minimum, das im Bohrkern I zwischen 15 und 17 m gefunden wurde, im Bohrkern II mit dieser Probenauswahl nicht nachgewiesen werden. Entsprechende Unstimmigkeiten wurden auch beim  $^3\text{H}$ -Gehalt festgestellt (s. Abschn. 4.1.3.1).

Im Bohrkern VI aus dem Jahre 1983, erbohrt nahe der Gleichgewichtslinie, wurde mit Ausnahme der obersten 2 m, ausschließlich Eis erbohrt. Dieser Bohrkern zeigte die ausgeprägtesten Schwankungen im  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt, und auch hier konnte die Jahresschichtung wieder durch Heranziehen

des Deuteriumexzesses  $d$  deutlicher nachgewiesen werden (Abb. 4.4 und 4.9). Bis zu einer Tiefe von 6 m weisen der  $^{18}\text{O}$ -Gehalt starke Schwankungen und die Jahresschichten nur sehr geringe Mächtigkeiten auf, so daß die jahreszeitlichen Variationen durch die übergreifende Mittelwertbildung teilweise ausgelöscht wird. Unterhalb von 6 m sind die Amplituden deutlich kleiner. Die Jahresschicht von 1963 liegt vermutlich bereits in einer Tiefe von 5,3 m. Die endgültige Datierung des Kerns war bis zur Drucklegung des Berichts noch nicht abgeschlossen: es deuten sich jedoch unterhalb von 1963 noch wenigstens 108 Jahresschichten an, so daß der Kern ein Alter von ca. 120 Jahren haben und die mittlere Akkumulationsrate zwischen ca. 1860 und 1963 bei 0,54 m w.e. liegen dürfte.

Besonders auffällig ist ein Absinken des  $^{18}\text{O}$ -Gehalts bei einer Tiefe von 49 m um ca. 1,5 ‰. Das gleiche Verhalten zeigt der  $^2\text{H}$ -Gehalt, während sich der Deuteriumexzeß  $d$  nicht ändert. Ob sich in diesem Abfall möglicherweise das Überfließen einer Geländestufe (s. Tafel I) und somit ein Höheneffekt abbildet oder ein Hinweis auf klimatische Einflüsse vorliegt, bleibt noch zu prüfen.

Ein erster Vergleich in den untersten Bereichen von Bohrkern I und VI läßt eine gegenseitige Zuordnung der erbohrten Schichten als möglich erscheinen. In der vorletzten Schicht des Kerns I erscheint in einer Tiefe von 79,4 m ein ausgeprägtes Maximum im  $^{18}\text{O}$ -Gehalt, mit einem Wert von etwa -13 ‰ (10er Mittel), 5 Jahresschichten darüber bei 74,8 m ein deutliches Minimum (10er Mittel etwa -17,5 ‰). Dem könnte im Kern VI das Doppelmaximum zwischen 46 und 47,5 m und das Minimum bei 44,2 m entsprechen. Im Kern I wurden diese Schichten den Jahren zwischen 1900-1895 zugeordnet; im Kern VI würden diese Schichten bei einem Kernalter von 120

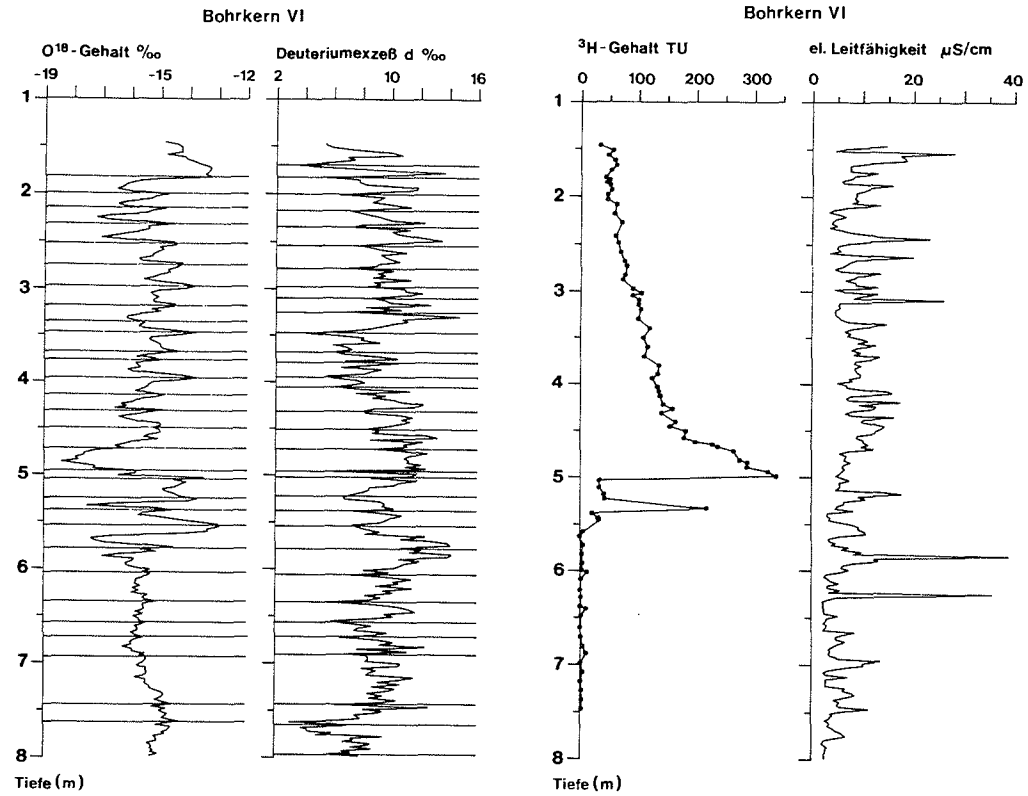


Abb. 4.9: Bohrern VI Vernagtferner 1983:  $^{18}\text{O}$ -Gehalt und Deuteriumexzeß  $\delta$  sowie  $^3\text{H}$ -Gehalt und elektrolytische Leitfähigkeit im Tiefenbereich von 1-8 m.

Jahren im Zeitraum zwischen 1897 und 1901 liegen. Der  $^{18}\text{O}$ -Gehalt im Bohrkern I zeigte deutlich erhöhte Werte zwischen 32 und 38 m Tiefe, die von STICHLER et al. (1982b) den warmen Jahren Ende der 40er Jahre zugeordnet wurden; der Deuteriumexzeß  $\delta$  zeigte entsprechend ein deutliches Minimum. Im Kern VI ist auf den ersten Blick keine so ausgeprägte Auffälligkeit zu erkennen, eine Zuordnung der Tiefe zwischen 18 und 24 m zu dem entsprechenden Zeitraum jedoch durchaus möglich. Die Interpretation des Bohrkerns VI und die Vergleichbarkeit mit Bohrkern I ist erfolgversprechend und wird im Rahmen einer eigenen Untersuchung erfolgen.

#### 4.1.4 Vergleichbarkeit der Meßergebnisse aus den zwei benachbarten Kernbohrungen I (1979) und IV (1983)

##### 4.1.4.1 Tritiumgehalt

In Abb. 4.10 sind die gemessenen  $^3\text{H}$ -Gehalte der Kernbohrung IV (1983) nochmals und dabei die Tiefenachse in Wasseräquivalentwerte umgerechnet (m w.e.) denen der Bohrung I (1979) gegenübergestellt. In einer Tiefe von 10-13,5 m w.e. erscheinen bei Kern IV erwartungsgemäß erhöhte  $^3\text{H}$ -Gehalte, entsprechend der Erhöhung des  $^3\text{H}$ -Gehalts der Niederschläge zwischen den Jahren 1953 und 1963. Diese erhöhten  $^3\text{H}$ -Gehalte liegen im Kern IV etwa 0,9 m w.e. tiefer als im Kern I. Die Breiten dieser Abschnitte stimmen in beiden Kernen gut überein (3,5 m w.e.), jedoch unterscheiden sich die Beträge der  $^3\text{H}$ -Gehalte. Infolge des radioaktiven Zerfalls in dem 4jährigen Zeitraum, der zwischen den Bohrungen von 1979 und 1983 liegt, müßte sich der  $^3\text{H}$ -Gehalt entsprechender Kernabschnitte in Bohrung IV etwa um den Faktor 0,8 erniedrigt haben, tatsächlich beträgt er aber nur etwa die Hälfte des  $^3\text{H}$ -Gehalts entsprechender Abschnitte aus Bohrung I. Hier könnte sich ein Einfluß der wassergesättigten Firnschicht und eines Schmelzwasserdurchflusses ausgewirkt haben (s. Abschn. 4.1.4.3).

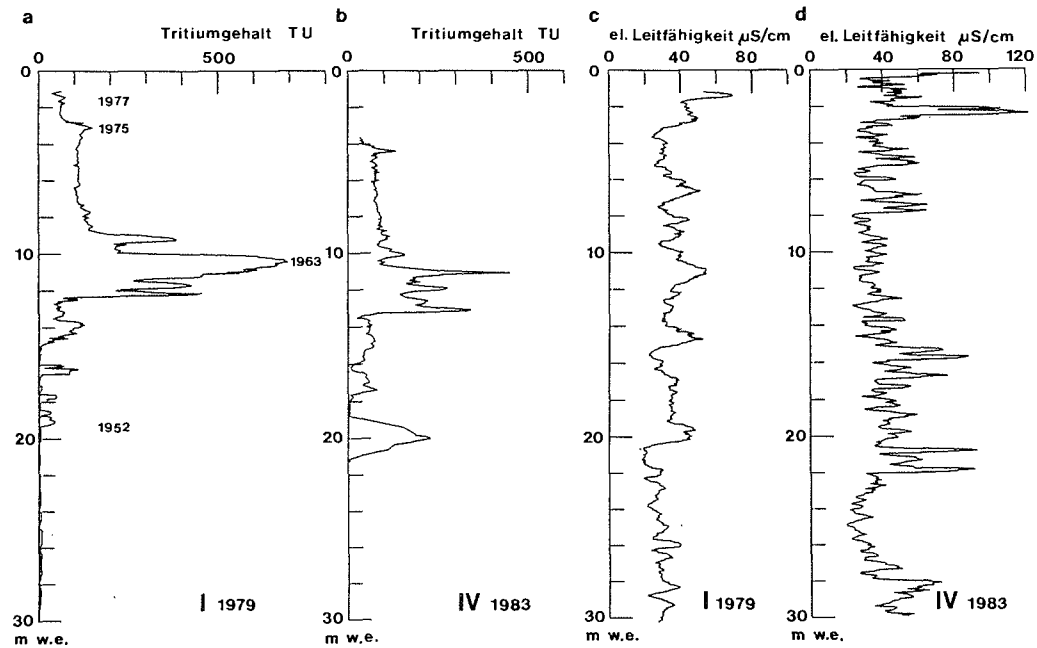


Abb. 4.10: Kernbohrungen Vernagtferner 1979 und 1983:

- a)  $^3\text{H}$ -Gehalte im Bohrkern I (1979) bis zu einer Tiefe von 30 m w.e. (OERTER & RAUERT, 1982)
- b)  $^3\text{H}$ -Gehalte im Bohrkern IV (1983) von 3,6–21,3 m w.e.
- c) Elektrolytische Leitfähigkeit (bezogen auf 20 °C) des Bohrkerns I bis zu einer Tiefe von 30 m w.e. (10er übergreifende Mittelwerte, Probenlänge 2,5 cm).
- d) Elektrolytische Leitfähigkeit (bezogen auf 25 °C) des ganzen Bohrkerns IV (5er übergreifende Mittelwerte, Probenlänge 5 cm).



Ein unerwartet hoher  $^3\text{H}$ -Gehalt wurde im Kern IV (1983) in einer Tiefe von 19-21 m w.e. gemessen. Nach der Datierung des Kerns I (Abschn. 4.1.3) sollten diese Schichten aus Niederschlägen der Jahre 1951-1954 stammen. Da  $^3\text{H}$ -Gehalte in der Größe von 200 TU (die ursprünglichen Werte für den Niederschlag wären mindestens 1000 TU gewesen) für diese Zeit zu hoch sind, ist eine Kontaminierung der Firnschichten durch Schmelzwasser anzunehmen. Dieses Schmelzwasser könnte entweder aus Niederschlägen aus der Zeit der Kernwaffentests stammen oder beim Kontakt mit Firnschichten dieser Zeit seinen  $^3\text{H}$ -Gehalt ausgetauscht haben. Während des Bohrvorgangs waren diese Kernabschnitte naß und es sammelte sich Wasser im Bohrloch. Im Augenblick steht eine schlüssige Erklärung für die beobachteten hohen  $^3\text{H}$ -Gehalte, die sich in vergleichbarer Tiefe auch im Kern II finden, noch aus.

Für den Akkumulationsbetrag zwischen März 1979 und März 1983 errechnet sich ein Wert von entweder 1,3 m w.e. oder 0,9 m w.e., je nachdem ob man den kleinen Peak von 1975 oder den ausgeprägten Peak von 1963 als Referenzschicht benützt.

#### 4.1.4.2 Elektrolytische Leitfähigkeit

Der Gang der elektrolytischen Leitfähigkeit (Abb. 4.10), dargestellt als übergreifende Mittelwerte über 10 Proben von je 2,5 cm Länge (I, 1979) bzw. 5 Proben von je 5 cm Länge (IV, 1983), zeigt gewisse Unterschiede zwischen Bohrkern I und IV. Die gemessenen Minimalwerte liegen in beiden Kernen bei 20  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , die Maximalwerte reichen bis 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und liegen im Kern IV höher als im Kern I.

Kern IV läßt relativ regelmäßige Schwankungen erkennen, die jahreszeitliche Schwankungen vermuten lassen. Einige, aber nicht alle Peaks, fallen mit sommerlichen Schmutzhorizonten

zusammen, die bereits bei der Aufnahme der Stratigraphie visuell erkennbar waren. Die Erhöhung der elektrolytischen Leitfähigkeit in einer Tiefe von 11 m w.e. im Kern I findet keine Entsprechung im Kern IV (vgl. <sup>3</sup>H-Gehalt).

#### 4.1.4.3 Der Firnwasserleiter

Die Untersuchungen zum Verhalten des Schmelzwassers im Firn des Vernagtferners machten deutlich, daß sich in einer Tiefe von 17-20 m unterhalb der Gletscheroberfläche während der Ablationsperiode eine wassergesättigte Firnschicht, der sog. Firnwasserleiter, ausbildet (OERTER & MOSER 1982, s. Abschn. 3.4.3). Die Schwankungen der Wasserspiegellage sind mit der Schmelzwasserproduktion an der Gletscheroberfläche korreliert (Abb. 4.11). Außerdem wird die Mächtigkeit des Firnwasserleiters durch Spalten im Firnkörper beeinflusst, die eine Entwässerung des Firns bewirken. Das bedeutet im Hinblick auf die Interpretation von Bohrkernen, daß sich in der Umgebung des untersuchten Bohrkerns in manchen Jahren ein mächtigerer Firnwasserleiter aufgebaut hat. Kam dieses Gebiet in anderen Jahren in die Nähe einer Spalte, so konnte sich dort, infolge Drainagewirkung der Spalte, nur eine dünne wassergesättigte Firnschicht ausbilden. Daß in der wassergesättigten Firnschicht tatsächlich ein Wassertransport stattfindet, wurde u.a. auch durch Markierungsversuche bestätigt (BEHRENS et al. 1982b). Man kann von einer mittleren Fließgeschwindigkeit in diesem Wasserkörper von ca. 6 m/d ausgehen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß ein Isotopenaustausch und ein chemischer Austausch zwischen dem durchfließenden Schmelzwasser und dem Firn stattfinden kann, da sich die feste und flüssige Phase des Wassers in einem Gleichgewichtszustand befinden. Ein solcher Isotopenaustausch würde eine Dämpfung und Homogenisierung des ursprünglichen Isotopengehalts der festen Phase bewirken.

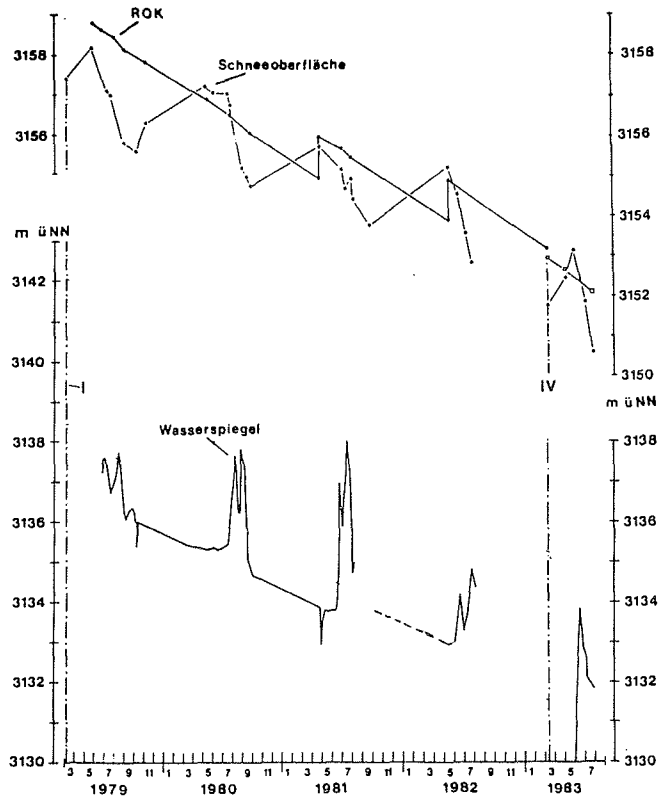


Abb. 4.11: Wasserspiegelganglinie in Bohrung I (1979-1982) bzw. IV (1983). Zusätzlich eingetragen sind die Höhenänderung der Rohroberkante und der Schneeoberfläche. Die Dreiecke markieren die Fließlinie von zwei Paaren sich entsprechender  $^3\text{H}$ -Peaks in einer Tiefe von 9,2 und 12,2 m w.e. in Kern I sowie 10,1 und 13,1 m w.e. in Kern IV (Abb. 4.12).

#### 4.1.4.4 Die Veränderung des Isotopengehalts

Zur Deutung der Unterschiede der Isotopengehalte von Kern IV gegenüber Kern I, wird der Tiefenbereich von 8-18 m w.e. von Kern IV herangezogen und mit dem Bereich 7,10- 17,10 m w.e. von Kern I verglichen (Abb. 4.12) (OERTER et al. 1985). Diese Verschiebung um 0,9 m w.e. erbrachte die beste Übereinstimmung in Bezug auf die  $^3\text{H}$ -Gehalte. Außerdem wurde für die graphische Darstellung der  $^3\text{H}$ -Gehalt von Kern I auf das Probennahmedatum von Kern IV (März 1983) umgerechnet. Wie bereits in Abschn. 4.1.4.1 festgestellt wurde, treten

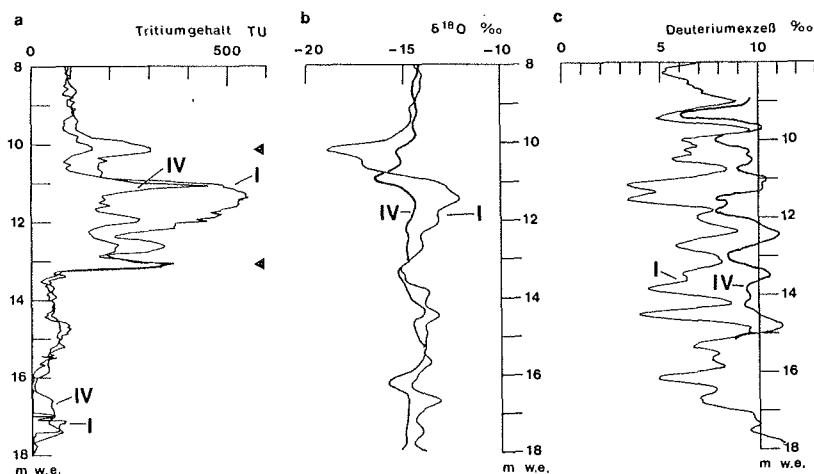


Abb. 4.12: Kernbohrungen Vernagtferner 1979 und 1983:

- $^3\text{H}$ -Gehalt von Bohrkern I und IV, jeweils bezogen auf März 1983. Das  $^3\text{H}$ -Profil von Kern IV ist um 0,9 m w.e. nach unten verschoben. Die Dreiecke markieren die beiden Peaks, deren Fließlinie in Abb. 4.11 dargestellt sind.
- $^2\text{H}$ -Gehalt von Bohrkern I (10er übergreifende Mittel, Probenlänge 2,5 cm) und IV (5er übergreifende Mittel, Probenlänge 5 cm). Die Tiefenachse von Kern IV ist ebenfalls um 0,9 m w.e. nach unten verschoben.
- Deuteriumexzeß  $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  von Kern I und IV. Mittelwerte und Verschiebung der Tiefenachse wie bei b.

die größten Unterschiede zwischen 10 und 13 m w.e. auf. Aus Abb. 4.11 erkennt man, daß die Peaks in einer Tiefe von 9,2 und 12,2 m w.e. in Kern I, die den Peaks in 10,1 und 13,1 m w.e. in Kern IV entsprechen, während der vergangenen 4 Jahre im Bereich der wassergesättigten Firnschicht lagen. Offensichtlich hat der  $^3\text{H}$ -Gehalt in den stärker porösen Firnschichten stärker abgenommen als in den kompakteren, meist verschmutzten Schichten.

Weiterhin zeigen auch die  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte im betrachteten Tiefenintervall ein ähnliches Verhalten. Das markante Minimum beider Isotopengehalte im Kern I (STICHLER et al. 1982b) fehlt in Kern IV. Dort erscheint in der entsprechenden Tiefe nur ein kleines Minimum. Das erhalten gebliebene, absolute Minimum in der Tiefe von 10,9 m w.e. liegt in einer Schicht mit einer ausgeprägten Schmutzschicht und entspricht offensichtlich nicht dem ursprünglichen absoluten Minimum. Außerdem wurden auch die höheren  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der darunterliegenden Firnschichten reduziert, so daß man insgesamt von einer Homogenisierung des Isotopengehalts infolge des Schmelzwasserdurchflusses sprechen kann. Der Mittelwert des  $^{18}\text{O}$ -Gehalts über die gezeigten 10 m w.e. Kernlänge hingegen nahm nur leicht von -14,3 ‰ (Kern I) auf -14,6 ‰ (Kern IV) ab. Die Schwankungen des Deuteriumexzesses  $\delta$  blieben, mit etwas verringerter Amplitude, weitgehend erhalten, was dessen Verwendbarkeit zur Kernanalyse bestätigt. Der Mittelwert des Exzesses  $\delta$  jedoch stieg von 6,7 ‰ (Kern I) auf 9,4 ‰ (Kern IV), was bislang nicht erklärt werden kann.

Die Versetzungen der Isotopenprofile um 0,9 m w.e., die sich für den  $^3\text{H}$ -Gehalt als optimal erwies, sollte aus der Sicht des  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalts durch 1,1 m w.e. ersetzt werden, um hier die beste Vergleichbarkeit zu erhalten.

Außer einem Isotopenaustausch zwischen Schmelzwasser und Firn könnte ein weiterer Effekt eine Homogenisierung der Isotopengehalte bewirken. Wenn noch geringe Beträge von Flüssigwasser nach dem Auslaufen des Firnwasserleiters im Winter im Firn verbleiben (Dichte  $0,75-0,85 \text{ g/cm}^3$ ), würde dieses Wasser beim Ziehen des Bohrkerns gefrieren und so zum Bestandteil des Kerns werden. Flüssigwasser im Firn könnte außerdem bei der Metamorphose von Firn zu Eis in das Korngerüst des Eises eingeschlossen werden.

#### 4.1.5 Vergleich des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalts im Bohrkern I mit klimatischen Daten

Über den Versuch, den  $^{18}\text{O}$ -Gehalt sowie den Deuteriumexzess  $\delta$  mit den Temperaturdaten der Klimastation Vent (1904 m ü.NN) zu vergleichen, wird von BAKER et al. 1985 berichtet. Im folgenden sind die Ergebnisse auszugsweise wiedergegeben.

##### 4.1.5.1 Niederschlag und jährliche Akkumulationsraten

Für die folgenden Vergleiche wird die zeitliche Zuordnung der Schichten des Bohrkerns I, so wie sie aufgrund der Isotopenanalysen festgelegt wurde, verwendet (Abb. 4.2). Als erstes werden die jährlichen Akkumulationsraten für den Zeitraum 1896-1977 mit den jährlichen Summen des Jahresniederschlags sowie des Winterniederschlags (Oktober-April) und des Sommerniederschlags (Mai-September) der meteorologischen Station Vent (LAUFFER, 1966; KUHN et al., 1979) korreliert (Abb. 4.13 a,b). Außerdem wurde dieser Vergleich auch mit den 5jährigen übergreifenden Mittelwerten dieser vier aufgeführten Größen durchgeführt und das Vergleichspaar mit den besten Resultaten, nämlich Winterniederschlag und Akkumulationsrate, in Abb. 4.13c aufgetragen.

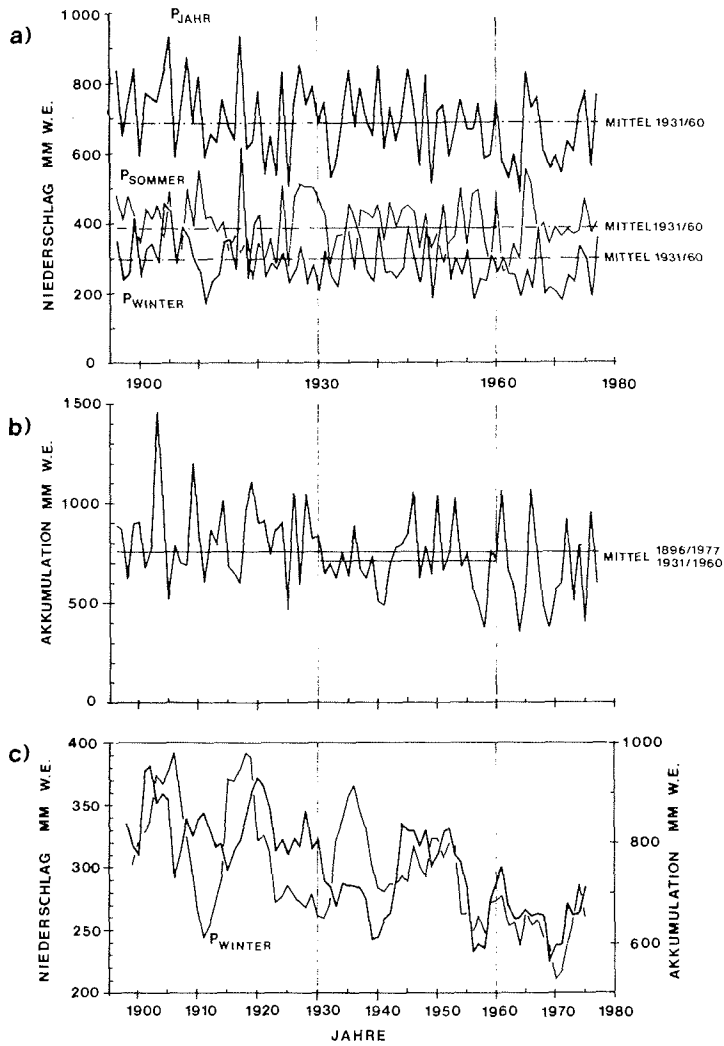


Abb. 4.13: Kernbohrung Vernagtferner 1979:

- a) Jährliche Summen des Winter- (Oktober-April), Sommer- (Mai-September) und Jahresniederschlages gemessen an der Klimastation Vent (LAUFFER, 1966; KUHN et al., 1979)
- b) Jährliche Akkumulationsraten im Bohrkern.
- c) Vergleich der Winterniederschlagssummen an der Station Vent mit den Akkumulationsraten im Bohrkern. Dargestellt werden jeweils 5jährige übergreifende Mittelwerte.

Abb. 4.13 läßt erkennen, daß in den Jahren 1945-1975 die 5-jährigen übergreifenden Mittel von Winterniederschlag und akkumuliertem Firn bzw. Eis gut in ihrem Verlauf übereinstimmen ( $r = 0,80$ ). Die hohen winterlichen Niederschlagsmengen um 1935 scheinen keine hohen Akkumulationsraten auf dem Gletscher bewirkt zu haben, und umgekehrt wurden die geringen winterlichen Niederschläge zwischen 1910 und 1915 offensichtlich durch hohe sommerliche Schneefälle ausgeglichen. Generell zeigt sich längs des Bohrkerns ein Trend von größeren Schichtmächtigkeiten bzw. höheren Akkumulationsbeträgen zu Beginn des Jahrhunderts zu niedrigeren Werten in der jüngeren Zeit.

#### 4.1.5.2 Isotopengehalt und Lufttemperatur

$^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt im Niederschlag sind mit der Lufttemperatur im betreffenden Gebiet korreliert (s. z.B. STICHLER & HERRMANN, 1978). Bei den Untersuchungen am Vernagtferner sollte geklärt werden, inwieweit auch die an einem Bohrkern aus einem temperierten Gletscher gemessenen Isotopengehalte noch eine Korrelation mit der Lufttemperatur erkennen lassen. Die Ergebnisse zeigen, daß die jährlichen Isotopengehaltsschwankungen noch erkennbar bleiben, aber so stark gedämpft sind, daß sie für eine Korrelation mit Monatsmitteln der Lufttemperatur ungeeignet sind.

Mehr Erfolg zum Erkennen längerfristiger Trends schien der Vergleich von Jahresmittelwerten zu versprechen. Abb. 4.14a zeigt die Jahresmittel sowie die Halbjahresmittel (Sommer-, Winterhalbjahr) der Lufttemperatur an der meteorologischen Station Vent (LAUFFER, 1966, KUHN et al., 1979), Abb. 4.14 b und c zeigen den mittleren  $^2\text{H}$ -Gehalt sowie den Deuteriumexzeß d der einzelnen Jahresschichten des Bohrkerns für den Zeitraum 1896-1977. In Abb. 4.14d wird der  $^2\text{H}$ -Gehalt im



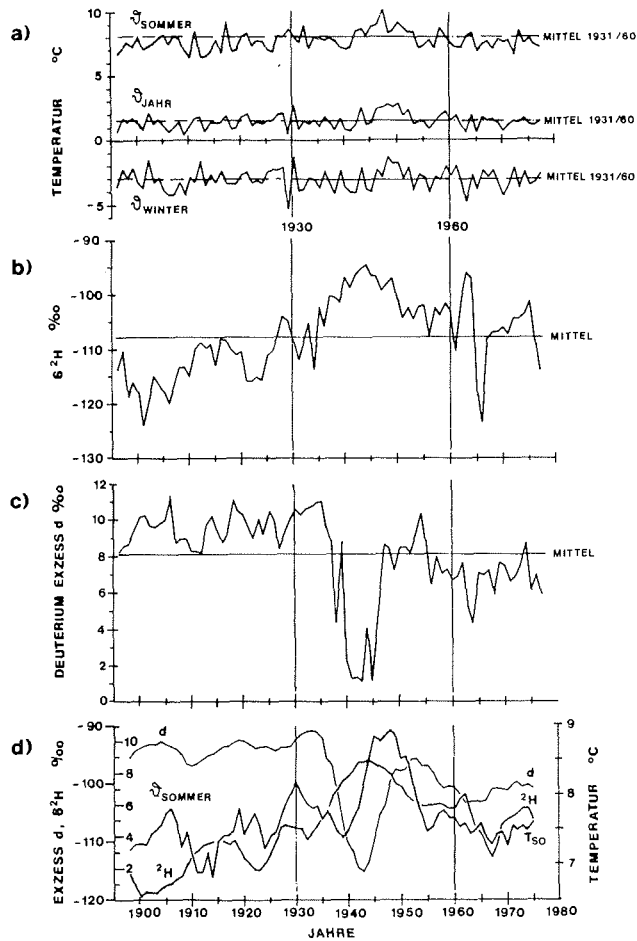


Abb. 4.14: Kernbohrung Vernagtferner 1979:  
 a) Jährliche Mittelwerte der Lufttemperatur gemessen an der Klimastation Vent (LAUFFER, 1966; KUHN et al., 1979) für das Winterhalbjahr (Oktober-April), das Sommerhalbjahr (Mai-September) und das ganze Jahr.  
 b)  $^2\text{H}$ -Gehalt im Bohrkern, aufgetragen als Mittelwerte für die einzelnen Jahresschichten.  
 c) Deuteriumexzeß  $d$  im Bohrkern, aufgetragen als Mittelwerte für die einzelnen Jahresschichten.  
 d) Vergleich der Sommertemperatur an der Station Vent mit dem  $^2\text{H}$ -Gehalt sowie dem Deuteriumexzeß  $d$  im Bohrkern. Dargestellt sind jeweils 5-jährige übergreifende Mittelwerte.

Bohrkern mit der mittleren Sommertemperatur (Mai-September) verglichen, wobei jeweils die 5jährigen übergreifenden Mittelwerte verwendet werden. Diese Mittelwerte der Sommertemperatur lassen ein deutliches Maximum während des sog. kleinen Klimaoptimums in den späten 40er Jahren ds. Jhs. erkennen. Das Maximum des  $^2\text{H}$ -Gehalts und das Minimum des Exzesses  $\delta$  fallen zwar nicht exakt mit dem Temperaturmaximum zusammen, sind aber um nur 4 Jahre zurück, d.h. im Bohrkern nach unten, verschoben. Ob diese Zeitverschiebung durch unzureichende Datierung des Bohrkerns oder durch Perkolations-effekte sowie möglicherweise wiedergefrierendes Schmelzwasser verursacht ist, bleibt offen. Eine zeitliche Verschiebung zurück bzw. eine Längsverschiebung im Bohrkern nach unten deutet sich ebenfalls bei den kleineren Temperaturmaxima um 1930 und 1920 an. Korreliert man die Sommertemperaturen mit den jeweils 4 Jahre zurückliegenden  $^2\text{H}$ -gehalten, so ergeben sich für die Zeit 1898-1975 ein Korrelationskoeffizient von -0,62 und für 1940-1975 einer von -0,72. Längerfristige Temperaturschwankungen werden also offensichtlich auch im Isotopengehalt eines temperierten Gletschers abgebildet.

#### 4.1.6 Bestimmung von $^{210}\text{Pb}$ -Gehalt und Spaltprodukten

In Zusammenarbeit mit dem Eidgenössischen Institut für Reaktorforschung, Würenlingen (Prof. Dr. H.R. v. Gunten), wurden an den Firn- und Eisproben der Kernbohrungen von 1979  $^{210}\text{Pb}$ - $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten sowie auch Spaltprodukte ( $^{90}\text{Sr}$ - $^{90}\text{Y}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ , Gesamt-Beta) bestimmt. Die Ergebnisse werden bei v. GUNTEN et al. (1982) beschrieben und im folgenden auszugsweise wiedergegeben.

#### 4.1.6.1 $^{210}\text{Pb}$ -Gehalt

$^{210}\text{Pb}$  (Halbwertszeit 22,3 a) ist ein Folgeprodukt des  $^{222}\text{Rn}$ , das von der Erdoberfläche in die Atmosphäre austritt.  $^{210}\text{Pb}$  wird an Staubpartikel in der Luft angelagert und mit dem Regen wieder ausgewaschen. Wenn man die  $^{210}\text{Pb}$ -Konzentration im Neuschnee als konstant voraussetzt, kann dieses Radionuklid zur Datierung von Firn und Eis herangezogen werden. Aufgrund der Halbwertszeit kann eine Zeitspanne von ungefähr 100 Jahren mit dieser Methode erfaßt werden.

$^{210}\text{Pb}$  wird mit dem Schmelzwasser im Gletscher transportiert und an Staub- und Schmutzhorizonten adsorbiert. Die am Kern I gemessenen spezifischen Aktivitäten von  $^{210}\text{Pb}$  nehmen jedoch trotz großer Schwankungen mit der Tiefe ab (Abb. 4.15) und können somit zur Abschätzung von Akkumulationsraten und des Eisalters herangezogen werden. Die auftretenden großen Schwankungen bei den gemessenen Aktivitäten sind wahrscheinlich auf Transporteffekte und Adsorption an Schmutz zurückzuführen. Die bei der stratigraphischen Aufnahme in situ festgestellten Schmutzhorizonte sind in Abb. 4.15 eingezeichnet. Es konnte jedoch kein eindeutiger Zusammenhang zwischen den Schmutzschichten und den gemessenen  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten hergestellt werden. Die über der Regressionsgeraden eingetragenen Jahreszahlen basieren auf der  $^{210}\text{Pb}$ -Datierung und markieren die Oberfläche (1979), den Höhepunkt der Kernwaffentests (1963) und das Jahr 1937, für das starke Saharastaubfälle im Alpengebiet überliefert sind. Die tiefste Probe aus 81 m Tiefe (entsprechend ca. 65 m w.e.) wurde zu Beginn des Jahrhunderts abgelagert. Die mittlere jährliche Akkumulationsrate beträgt demnach angenähert 0,80 m w.e. Diese Ergebnisse stimmen mit anderen Untersuchungsergebnissen auf diesem Gletscher über-

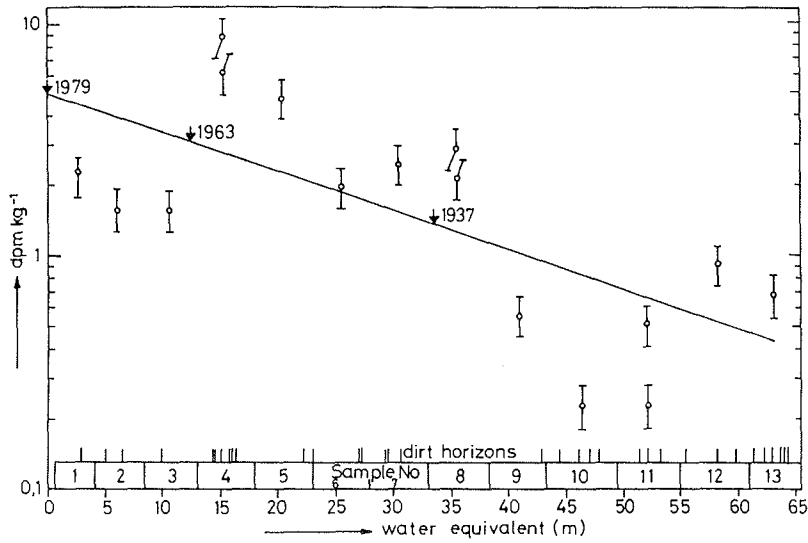


Abb. 4.15: Messungen  $^{210}\text{Pb}$ - $^{210}\text{Po}$ -Gehalte am Bohrkern I (1979) vom Vernagtferner. Die Meßpunkte entsprechen 6 m langen Probenstücken. Die eingezeichneten Fehlerbereiche beziehen sich auf den zählstatistischen Fehler ( $1\sigma$ ) (aus v. GUNTEN et al. 1982).

ein und belegen damit, daß die  $^{210}\text{Pb}$ -Methode zur Datierung temperierter Gletscher geeignet ist, wenn die Eiskerne einen Zeitraum von ungefähr 100 Jahren, d.h. vier Halbwertszeiten von  $^{210}\text{Pb}$ , umfassen. Die Oberflächenaktivität für  $^{210}\text{Pb}$  wurde zu  $(5 \pm 1) \text{ dpm/kg}$  Eis bestimmt und steht in Übereinstimmung mit Werten von anderen Alpengletschern sowie mit Meßwerten für Neuschnee.

#### 4.1.6.2 Messung von Spaltprodukten

An ausgewählten, 60-70 cm langen Kernstücken des Bohrkerns II wurden die Aktivitäten von  $^{90}\text{Sr}$ - $^{90}\text{Y}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  und Gesamt-Beta gemessen. Die angewandte Meßmethodik und die Ergebnisse sind bei v. GUNTEN et al. (1982) dargestellt.

Die Proben wurden aus derjenigen Tiefe entnommen, in der aufgrund der  $^3\text{H}$ -Gehaltsmessungen am Bohrkern I (s. Abschn. 4.1.4.1) der Zeitbereich der Kernwaffentests, insbesondere

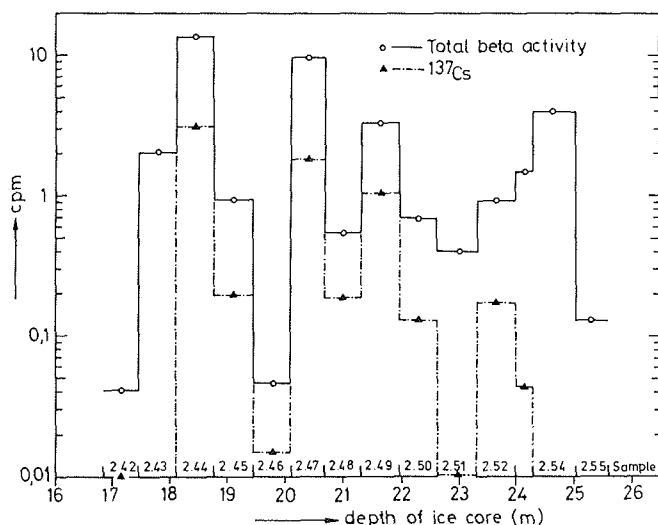


Abb. 4.16: Gesamtbeta- und  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität, gemessen an Schmutz und Staub aus Bohrkern II (1979) vom Vernagtferner. Der dargestellte Kernabschnitt war so ausgewählt worden, daß er die mutmaßliche Lage des Fall-out aus dem Jahre 1962/63 erfassen sollte. Dieser Horizont konnte nicht identifiziert werden (vgl. a. Abb.4.5). Eine gute Korrelation besteht zwischen Gesamtbeta- und  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivitäten (Korrelationskoeffizient 0,95) sowie zwischen den Aktivitäten und der Menge an Schmutz (Korrelationskoeffizient -0,74) (v. GUNTEN et al. 1982).

die Jahre 1962 und 1963 vermutet wurden. Die Ergebnisse der Gesamt-Beta- und  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivitätsmessungen an dem von den geschmolzenen Proben ausgefilterten Schmutz sind in Abb. 4.16 dargestellt. Da die Zähler nicht kalibriert waren, sind für diese Messungen relative Aktivitäten (cpm) angegeben. Die Verteilung der Aktivitäten für diese Schmutzproben ist sehr unregelmäßig und es treten große Schwankungen innerhalb benachbarter Proben auf. Mehrere Peaks von  $^{137}\text{Cs}$  und Gesamt-Beta-Aktivität sind miteinander korreliert. Ein eindeutiges Aktivitätsmaximum für das Jahr 1962/63 wurde nicht gefunden (vgl. hierzu auch die Diskrepanz zwischen dem  $^3\text{H}$ -Gehalt der Bohrungen I und II, s. Abschn. 4.1.4.1). Die Korrelation der Aktivität mit Schmutzhorizonten zeigt an, daß die Radionuklide mit dem Schmelzwasser in den Gletscher einsickern und an diesen Schmutzschichten adsorbiert werden. V. GUNTEN et al. (1982) ziehen daraus den Schluß, daß aus den beobachteten Aktivitäten die ursprüngliche Deposition der Radionuklide nicht lokalisiert werden kann und somit eine Datierung temperierter Gletscher mit Hilfe von Spaltprodukten mit großen Unsicherheiten behaftet ist.

#### 4.1.7 Strukturuntersuchungen

Am Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos (Schweiz), wurden Strukturanalysen an Schnee- und Eisproben der Kernbohrung III aus dem Jahr 1979 durchgeführt, die von GOOD (1982) beschrieben werden. Zweck dieser Untersuchung war, einen Versuch zu unternehmen, den schichtweisen Aufbau der Firnauflage zu erkennen, um Zweideutigkeiten in der zeitlichen Einordnung nach Standardmethoden auszuschließen und die Tiefe zu bestimmen, in der sich der Übergang von Firn in Eis vollzieht. Das erste Ziel wurde verfehlt. Die strukturellen Informationen im temperierten

Firn werden nämlich mit der Zeit stark verwischt. Es wurden jedoch interessante Details, wie horizontale Eislinen und Schichten von "kaltem Schnee" erkannt.

Trotz großer Schwankungen in der Dichte sind die gravimetrisch bestimmten Dichten  $\rho_g$  und die aus der Punktdichte berechneten Eisdichten  $\rho_i$  für die Firnschicht zwischen 2,0 und 6,0 m Tiefe gleich groß:

$$\rho_{(\text{ice})} = (0,522 \pm 0,034) \text{ g/cm}^3$$

Die Eisdichte von  $0,8 \text{ g/cm}^3$ , die für den Übergang von Firn zu Eis veranschlagt wird, wurde in einer Tiefe von 19 m vorgefunden. Merkliche Dichteschwankungen konnten selbst noch in diesem Bereich festgestellt werden. Zwischen 19 und 21 m Tiefe variierte die Eisdichte in einem Bereich von  $0,774$  bis  $0,860 \text{ g/cm}^3$ .

#### 4.2 Gamma-Log-Messungen in den Bohrungen

##### 4.2.1 Untersuchungen am Vernagtferner

Unter den Radionukliden, die durch den Fallout der Kernwaffentestserien in den Jahren 1952-1963 in den hydrologischen Kreislauf gelangten, wurde vor allem das  $^{137}\text{Cs}$  langfristig im Firn deponiert, weil es sich stark in Staub- und Schmutzhorizonten anreichert und dort relativ immobil sorbiert bleibt. Während die Messungen des Gehalts an Radioisotopen normalerweise die Entnahme eines Kerns und Laboruntersuchungen verlangen, kann das  $^{137}\text{Cs}$  in situ mit einem Gamma-Log nachgewiesen werden. Der Gamma-Strahlung des Fallouts ist dabei noch die natürliche Gamma-Strahlung überlagert, die vorwiegend auf  $^{40}\text{K}$  in Schmutzhorizonten zurückzuführen ist. Derartige Logs wurden am Vernagtferner in den Jahren 1982, 1983 und 1984 durchgeführt.

#### 4.2.1.1 Versuchsdurchführung

Bei den Messungen wurden Anordnungen verwendet, wie sie üblicherweise bei hydrogeologischen Untersuchungen eingesetzt werden. Die Bohrlochsonde war bei den Messungen im Jahr 1982 mit einem 3"-NaI (TL)-Kristall bestückt und wurde über eine Winde mit einer Geschwindigkeit von 1 m/min in das Bohrloch eingefahren. 1983 und 1984 wurde mit einem 2"-NaI-Kristall gemessen, die Bohrlochsonde wurde schrittweise von Hand eingefahren. Die Elektronik zur Stromversorgung der Sonde und der Datenübertragung befand sich jeweils an der Oberfläche. Die Datenaufzeichnung erfolgte über einen Vielkanalanalysator, der die Radioisotope aufgrund ihrer unterschiedlichen Energielinien unterscheiden läßt. So kann im Gamma-Spektrum z.B. Thorium durch den Peak bei 2,62 MeV ( $^{208}\text{Tl}$ ), Uran durch den Peak bei 1,76 MeV ( $^{214}\text{Bi}$ ) und Kalium durch den Peak bei 1,42 MeV ( $^{40}\text{K}$ ) nachgewiesen werden.  $^{137}\text{Cs}$  mit der Halbwertszeit von ca. 30 Jahren wird durch den Peak bei 0,66 MeV nachgewiesen, dem allerdings eine Linie des  $^{214}\text{Bi}$  bei 0,61 MeV überlagert sein kann.

Abb. 4.1 (s. Abschn.4.1.1) zeigt den Lageplan der Bohrungen, in denen Gamma-Log-Messungen in den Jahren 1982-84 durchgeführt wurden.

Für die Messungen im Jahr 1982 (DROST & HOFREITER 1982) stand das Bohrloch I der Kernbohrungskampagne von 1979 noch zur Verfügung. Ebenso wurde bei der zweiten Meßreihe im Jahr 1983 auf Kernbohrungslöcher (I, IV, V, VI), die jeweils mit einer Schmelzsonde (Durchmesser 100 mm) aufgeweitet worden waren, zurückgegriffen. Im Jahr 1984 wurden die Gamma-Logs auf einem Längsprofil des Vernagtferners wiederholt. Hierzu wurden die Bohrungen G1-G8 mit elektrothermischen Bohrsonden erstellt. Durch ungünstige Witterungsverhältnisse und Ausfälle bei den Meßgeräten zogen sich die Arbeiten über den ganzen Sommer hin und konnten erst im September befriedigend zum Abschluß gebracht werden.



#### 4.2.1.2 Meßergebnisse

In Abb. 4.17 ist das im Jahr 1982 in Bohrung I, bei kontinuierlicher Log-Geschwindigkeit von 1 m/min aufgenommene Gamma-Log dargestellt. Es ging bis zu einer Tiefe von 60 m und zeigt ein deutliches Maximum in einer Tiefe von 18,5 m

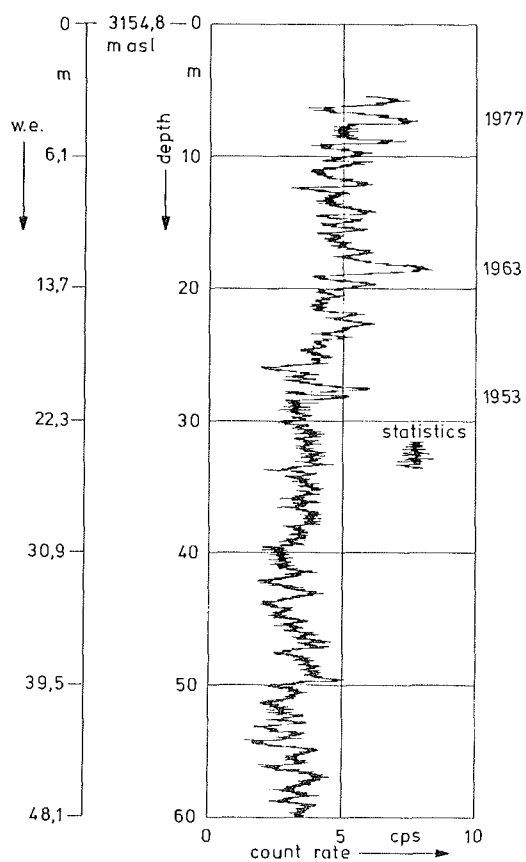


Abb. 4.17: Gamma-Log Vernagtferner 1982: Natürliches Gamma-Log in Bohrung I, gefahren mit einer Sinkgeschwindigkeit von 1 m/min.

(= 3154,8 m ü.NN). Das dazugehörige Gamma-Spektrum ist in Abb. 4.18 wiedergegeben. Ein zweites, in 22,5 m Tiefe aufgenommenes Spektrum ergab die gleiche Verteilung der Energie-  
linien. Die Meßzeit pro Spektrum betrug mehr als 50 000 s. Das Gamma-Log in Abb. 4.17 ist in relativen Einheiten (cps) aufgetragen, da der verwendete Detektor nicht für diese Mes-  
sungen kalibriert gewesen war. Die Tiefenauflösung des Log beträgt ca. 0,3 m, Korrekturen infolge Dichteänderung und  
Veränderungen beim Bohrlochdurchmesser wurden nicht vorge-  
nommen. Die Gamma-Strahlung des Firn wird bis zu einer Tiefe von ca. 5 m so stark durch die kosmische Strahlung überla-  
gert, daß erst unterhalb dieser Tiefe eine sinnvolle Auswer-  
tung des Gamma-Logs erfolgen konnte. Wie aus Abb. 4.18 er-  
sichtlich, konnten vor allem die Radionuklide  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{40}\text{K}$   
und  $^{214}\text{Bi}$  nachgewiesen werden. Auch die in den folgenden

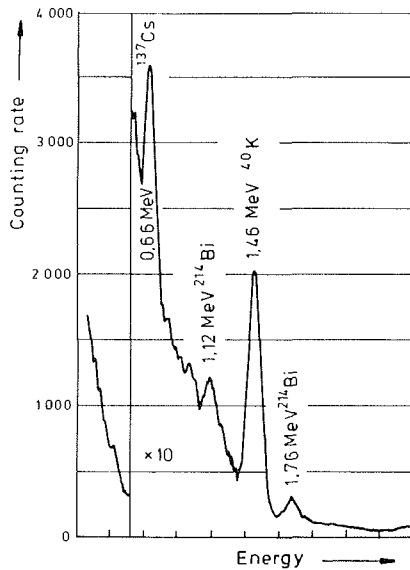


Abb. 4.18: Gamma-Log Vernagtferner 1982: Gamma-Spektrum in Bohrung I bei einer Tiefe von 18,5 m unter Rohroberkante

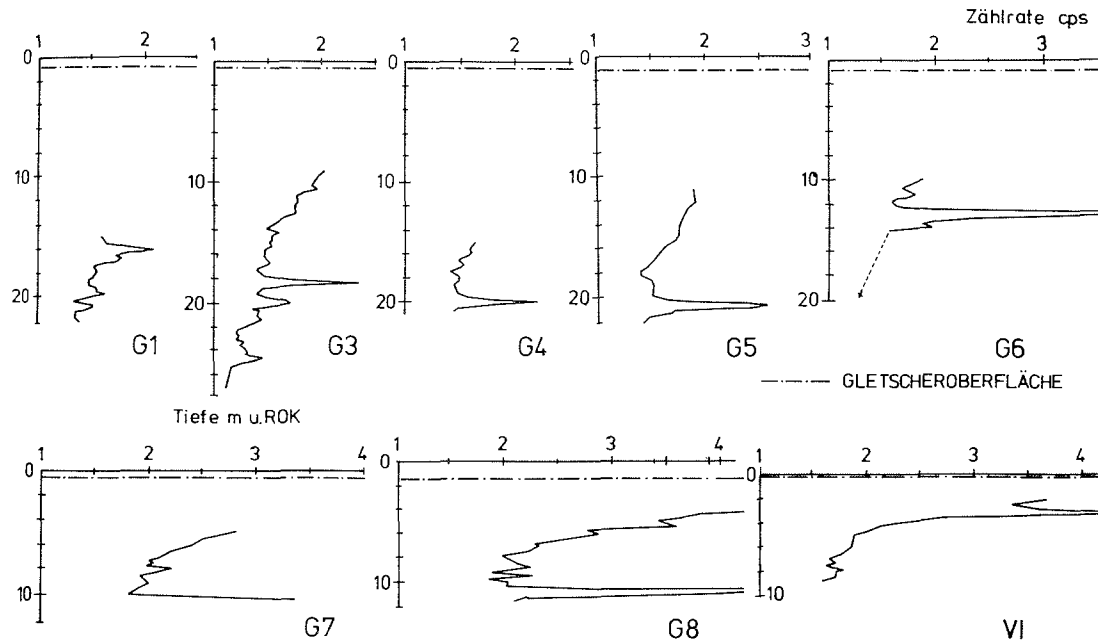
Jahren gemessenen Spektren zeigten die gleiche Zusammensetzung. Im Gegensatz dazu konnten AMBACH et al. (1971) durch Gamma-Spektroskopie-Messungen an Firnproben vom benachbarten Kesselwandferner nur  $^{137}\text{Cs}$  identifizieren.

Die Meßergebnisse der Gamma-Logs aus dem Jahr 1983 (Bohrungen I, IV, V, VI) sind in Abb. 4.19 dargestellt. Jedes Tiefenprofil ist durch einen einfachen oder einen doppelten Peak charakterisiert. Die Spektren entsprechen dem in Abb. 4.18 dargestellten Spektrum, soweit sie in Schichten vorgenommen wurden, die der Zeit nach 1952 zuzuordnen sind. In tieferen und damit älteren Schichten war  $^{137}\text{Cs}$  nicht nachzuweisen. Entsprechende Ergebnisse (Abb. 4.20) wurden auch durch die Messungen im Jahr 1984 (Bohrungen G1-G7, VI) erzielt.

#### 4.2.1.3 Diskussion

Das Gamma-Log der Messungen im Jahr 1982 (Abb. 4.17) kann in zwei Abschnitte unterteilt werden: Im Tiefenbereich 5-28 m schwankt die Strahlungsleistung um einen Wert von 5 cps, während sie sich unterhalb 28 m um einen mittleren Wert von 3,5 cps bewegt. Im oberen Bereich 5-28 m verteilt sich die Gesamtstrahlung etwa gleichmäßig auf die Peaks von  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{40}\text{K}$  und  $^{214}\text{Bi}$ . Da die Strahlungsleistung unterhalb von 28 m auf etwa  $2/3$  der oberhalb gemessenen absinkt, kann man annehmen, daß dies auf das Fehlen des durch die Kernwaffentests produzierten  $^{137}\text{Cs}$  zurückzuführen ist.

Der obere Kernabschnitt weist eine Folge von Peaks auf, unter denen der größte in einer Tiefe von 18,5 m auftritt und dem Fallout der Niederschläge von 1963 zuzuordnen ist. Die Niederschläge von 1962 finden sich in einer Tiefe von 19,5 m. Das breite Minimum zwischen 20 und 21,5 m kennzeichnet



- 328 -

Abb. 4.19: Gamma-Log Vernagtferner 1984: Gemessene Gamma-Aktivitäten in den Bohrungen G1 bis G8

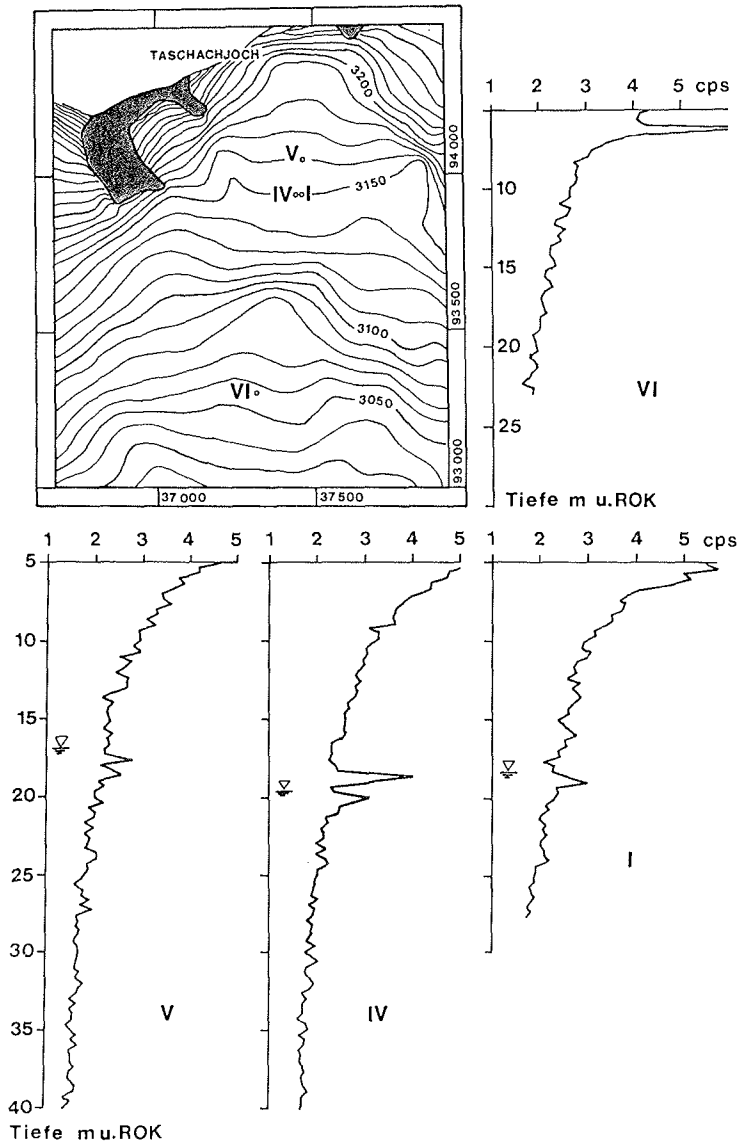


Abb. 4.20: Gamma-Log Vernagtferner 1983: Gemessene Gamma-Aktivitäten in den Kernbohrungen I, IV, V und VI.

die Zeit um das Jahr 1959. Die anderen Peaks sind den jährlichen Maxima der Fallout-Deposition zuzuordnen, so der in 28 m wahrscheinlich dem Niederschlag von 1953 und der Peak in 7 m dem Jahr 1977. Im allgemeinen liegen die relativen Maxima 0,5-2,0 m auseinander.

Die Abfolge der Peaks erlaubt, die Akkumulationsraten in der Umgebung der Bohrung abzuschätzen. Im oberen Teil des Bohrkerns I wurden 9,5 m bzw. 8,3 m w.e. Eis bzw. Firn zwischen 1953 und 1963 akkumuliert und darüber 11,5 m bzw. 8,3 m w.e. zwischen 1963 und 1977. Die mittleren jährlichen Akkumulationsraten errechnen sich daraus zu 0,68 m w.e. für die Zeit 1953-1977, zu 0,81 m w.e. für 1953-1963 und zu 0,59 m w.e. für 1963-1977.

Von den Meßergebnissen aus dem Jahr 1983 können jene in Bohrung I mit den Messungen in dem gleichen Bohrloch aus dem Vorjahr verglichen werden (DROST & HOFREITER, 1982). Es zeigt sich dabei, daß der dem Jahr 1963 zuzuordnende Peak der Gamma-Strahlung bei den Messungen von 1983 zwar in der gleichen Tiefe (Tab. 4.3), aber weniger deutlich ausgeprägt erscheint als 1982. In der benachbarten Bohrung IV stimmt die Tiefenlage des Peaks mit den Messungen in Bohrung I überein; die Amplitude entspricht eher der von 1982. Die Erhöhung der Zählrate in einer Tiefe von 28 m, d.h. in den Eisschichten aus der Zeit um 1953, die 1982 in der Bohrung I beobachtet werden konnte, wurde 1983 in keiner der Bohrungen mehr nachgewiesen. Für die Bohrung IV zeigt das Profil des  $^3\text{H}$ -Gehalts (s. Abschn. 4.1.3, Abb. 4.3) Übereinstimmung mit dem Gamma-Log. In Bohrung VI, die nur wenig oberhalb der mittleren Gleichgewichtslinie liegt, wurde der maximale Peak bereits in einer Tiefe von 6,2 m u.ROK gemessen.

Bohrung Nr.	I, 1982	I, 1983	IV	V	VI
Tiefe [m u.ROK]	18,5	19,0	18,6	17,6	6,2
ROK [m ü.Gel.]	1,63	0,70	0,35	-0,30	0,90
Tiefe [m w.e. u. Gel.]	10,5	11,6	11,2	11,9	3,8
Tiefe [m ü.NN]	3136,3	3133,7	3133,8	3144,9	3052,5

Tab. 4.3: Lage der maximalen Peaks der Gamma-Strahlung des Fallouts aus dem Jahr 1963 in den Bohrungen I, IV, V und VI auf dem Vernagtferner. Die Messungen wurden vom 4.-15.07.1983 durchgeführt. In der zweiten Spalte sind für Bohrung I zusätzlich die Ergebnisse einer Messung aus dem Vorjahr eingetragen.

Bei den im September 1984 durchgeführten Messungen in 10 Bohrungen entlang einem Längsprofil des Gletschers wurde bei allen Gamma-Logs ein deutlicher Peak gefunden, der nach den Erfahrungen der früheren Messungen der Niederschlagsdeposition des Jahres 1963 zugeordnet werden kann. Die Lage dieser Schicht ist in Abb. 4.21 dargestellt. Für die Firn- bzw. Eisakkumulation seit 1963 errechnen sich daraus an den Bohr-ansatzpunkten mittlere jährliche Werte zwischen 0,1 und 0,6 m w.e., wobei die Akkumulation von Bohrung G1 (0,4 m w.e./a) bis Bohrung G5 steigt und im weiteren Verlauf des Längsprofils dann wieder abnimmt.

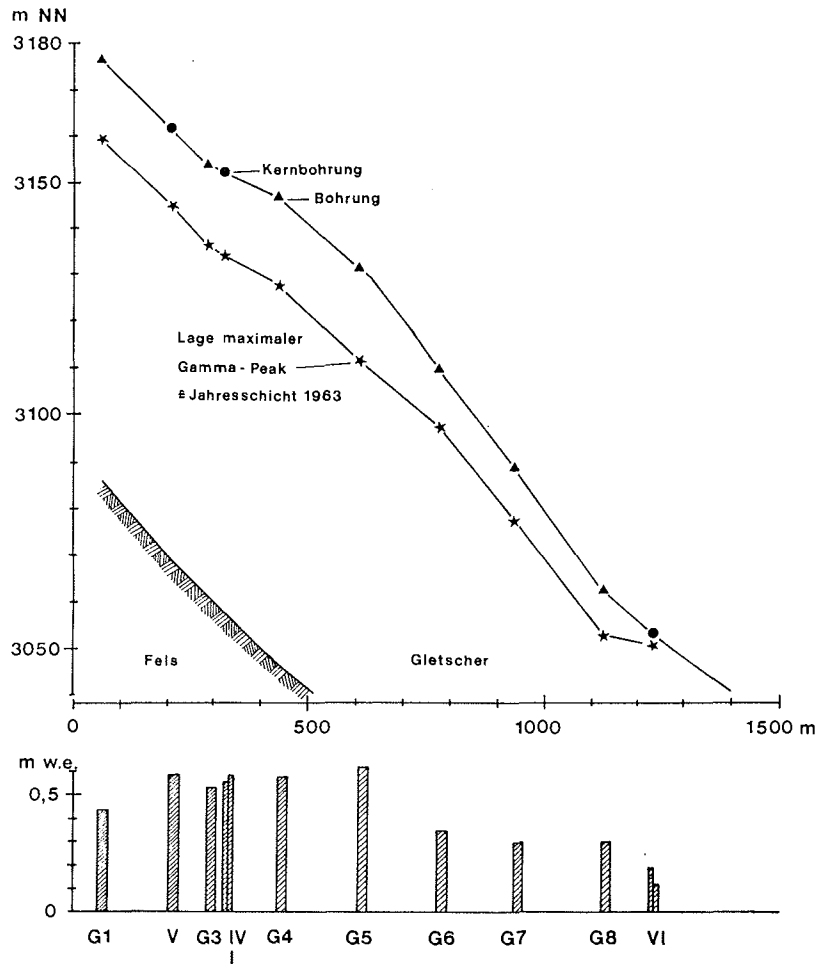


Abb. 4.21: Gamma-Log Vernagtferner 1984: Längsschnitt durch den Gletscher (s. Abb. 4.1) mit der Lage der Jahresschicht von 1963 (oben). Die mittleren Akkumulationsbeträge an den Bohransatzpunkten sind über der Abszisse aufgetragen (unten).



#### 4.2.2 Untersuchungen am Gurgler Ferner (Ötztaler Alpen)

##### 4.2.2.1. Übersicht über die Geländearbeiten

Das Projekt "Gamma-Log-Messung Gurgler Ferner" wurde in Zusammenarbeit mit dem Institut für Hochgebirgsforschung, Universität Innsbruck, durchgeführt. Die Geländearbeiten verteilten sich auf die drei Zeiträume 13.3.-23.3., 22.4.-3.5. und 27.6.-7.7.85. Diese Dreiteilung war vorwiegend durch die ungünstigen Witterungsverhältnisse der Monate März und April, teilweise durch technische Schwierigkeiten an der Meßausrüstung verursacht worden. Während des ersten Abschnittes der Geländearbeiten wurden die logistischen Vorbereitungen getroffen; es konnte nur Bohrloch 2 (Abb. 4.22) gebohrt werden. In unmittelbarer Nähe dieses Bohrlochs wurde versuchsweise mit einem Handkernbohrer bis zu einer Bohrtiefe 3,5 m gebohrt und dabei in 2,20 m ein Schmutzhorizont, der Sommerhorizont des Jahres 1984, lokalisiert. Unterhalb 2,9 m wurde eine 30 cm dicke, verschmutzte Eisschicht angetroffen. Während des zweiten Abschnittes wurden die restlichen Bohrlöcher 1 und 3 bis 8 erstellt, geodätisch von 2 Standpunkten aus eingemessen und die Gamma-Logs in den Bohrungen 1 und 2 (1"-Kristall) sowie in der Bohrung 6 (2"-Kristall) gefahren. In Bohrung 6 wurde zusätzlich in einer Tiefe von 26,5 m ein Gamma-Spektrum aufgenommen, das weitgehend den am Vernagtferner gemessenen Spektren (Abb. 4.19) entsprach. Im dritten und letzten Abschnitt mußten die Bohrlöcher teilweise nachgebohrt werden, bevor dann in den Bohrungen 3, 5, 7 und 8 Gamma-logs gefahren wurden. Bohrloch 4 mußte aufgegeben werden (vermutlich Steine); dagegen wurde Bohrloch 0 neu gebohrt und ausgemessen.

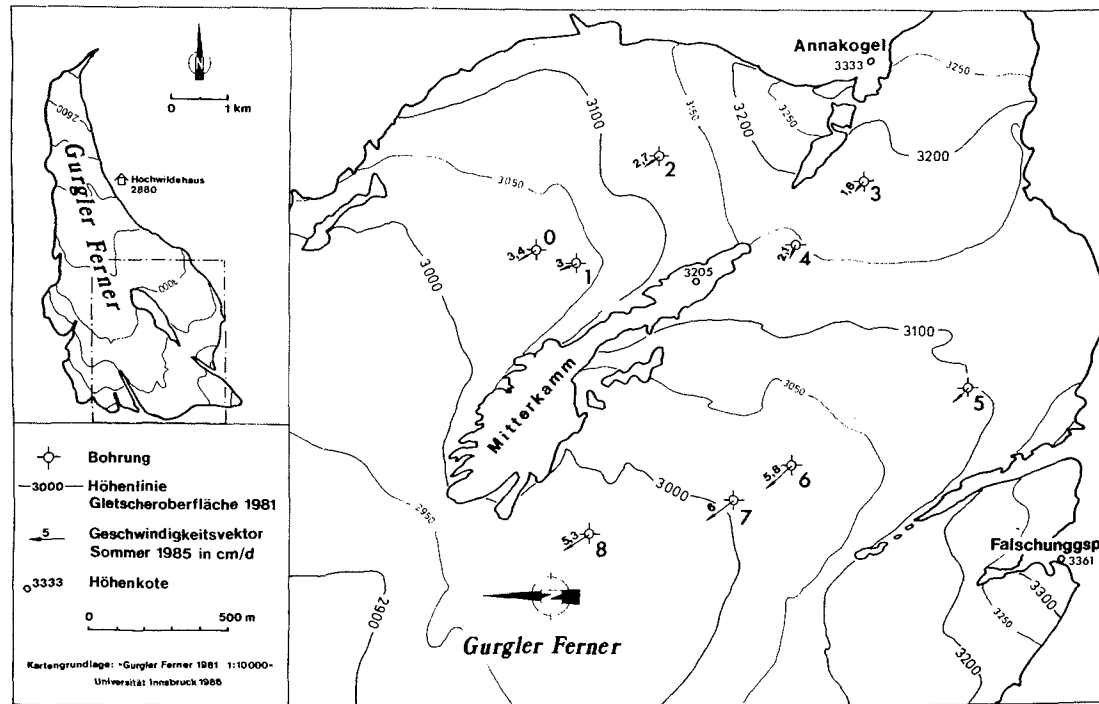


Abb. 4.22: Gamma-Log-Messungen Gurgler Ferner 1985: Lageplan der Bohrungen und Angabe des Geschwindigkeitsvektors für die Bewegung der Bohrungen im Sommer 1985

#### 4.2.2.2 Erstellen der Bohrlöcher

Die Bohrlöcher wurden mit elektrothermischen Schmelzsonden hergestellt. Die Bohrgeschwindigkeit nimmt dabei, bei konstanter elektrischer Leistung, mit zunehmender Dichte des durchbohrten Materials ab (Abb. 4.23), so das man aus dem Bohrfortschritt den Übergangsbereich Firn-Eis abschätzen kann. Aus den Erfahrungen am Vernagtferner, auf dem sowohl thermische Bohrungen als Kernbohrungen niedergebracht wurden, lassen sich daraus auch Dichtewerte abschätzen. Für die Anfang Mai noch ca. 3,5 m mächtige Winterschneedecke wurde aus Messungen an einem Schneeschacht und aus der flachen Handkernbohrung eine mittlere Dichte von  $400 \text{ kg/m}^3$  ermittelt, die Eisdichte wurde für die Berechnung von Wasseräquivalentwerten zwischen  $0,85$  und  $0,9 \text{ g/cm}^3$  angenommen.

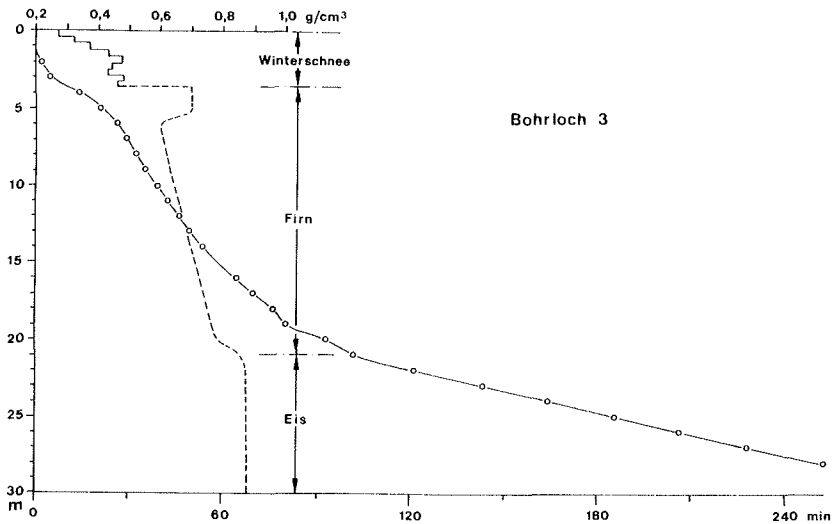


Abb. 4.23: Bohrfortschritt beim Erstellen des Bohrlochs Nr. 3 auf dem Gurgler Ferner (Abb. 4.1) am 25.4.1985 (Firnbohrer Nr. 16, 2000 W) und angenommene Dichteverteilung

#### 4.2.2.3 Meßergebnisse

In 5 der 9 ausgemessenen Bohrlöchern nämlich in Bohrung O, 1 (Abb. 4.24a), 6, 7 und 8 (Abb. 4.24b) (Tab. 4.4) konnte jeweils ein eindeutiger Gamma-Peak im Tiefenprofil nachgewiesen werden. In den übrigen Bohrungen konnte kein Gamma-Peak erfaßt werden (Tab. 4.5) Dies mag vielleicht daran liegen, daß die Bohrungen nicht tief genug eingebracht worden war. Die Tiefenlage dieser Peaks, bezogen auf die jeweilige Rohroberkante des teilweise verrohrten Bohrlochs (ROK) sind in Tab. 4.4 zusammengestellt. Entsprechend der in Abb. 4.23 angegebenen Dichteverteilung wurde für jede dieser Bohrungen

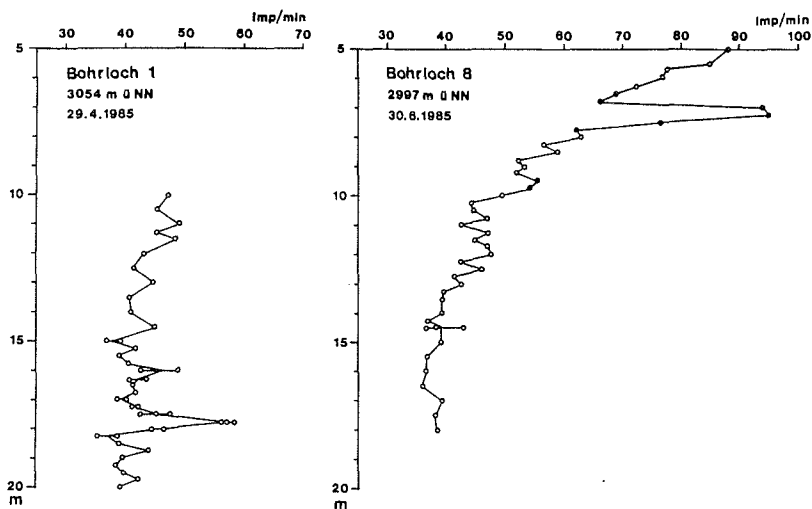


Abb. 4.24: Gamma-Log-Messungen Gurgler Ferner 1985:

- Mit einem 1"-Kristall am 29.4.1985 in Bohrloch 1 ( Abb. 4.22) aufgenommenes Gamma-Log. Die horizontalen Striche geben den Streubereich der Einzelmessungen (Meßzeit 10 min) wieder.
- Mit einem 2"-Kristall am 30.6.1985 in Bohrloch 8 ( Abb. 4.22) aufgenommenes Gamma-Log. Die Meßzeiten der Einzelmessungen betragen 6 min (o) und 12 min (●).

Bohrloch Nr.	Meßdatum 1985	ROK *)	Gamma-Peak 1963		Rücklage
		[m ü.NN]	[m u.ROK]	[m w.e.u.GOK]	1964-1984 [m w.e./a]
0	05.07.	3040,2	19,5	14,32	0,61
1	29.04.	3054,1	17,75	12,85	0,54
8	30.06.	2996,8	7,25	3,95	0,12
7	29./30.06.	3022,3	19,75	13,32	0,56
6	29.04.	3037,9	26,5	18,53	0,81

\*) Vermessung April 1985

Tab. 4.4: Gamma-Log-Messungen Gurgler Ferner 1985: Lage des maximalen Gamma-Peaks, bezogen auf die Rohroberkante (ROK) der teilweise verrohrten Bohrungen sowie umgerechnet in Wasseräquivalentwerte (w.e.) und bezogen auf die Gletscheroberfläche (GOK). Der sich daraus ergebende Betrag der mittleren jährlichen Rücklage in den Jahren 1964 bis einschließlich 1984 (21 Jahre) ist in der letzten Spalte angegeben.

Bohrloch Nr.	Meßdatum	ROK [m ü.NN]	Bohrlochsohle [m u.ROK]
2	01.5.85	3114	30,0
3	1./2.7.85	3187	35,0
4	3./4.7.85	3149	29,0
5	1.7.85	3102	26,0*)

\*) Weiterbohren mit Schmelzsonde  $\varnothing$  90 mm wegen Stein verhindert

Tab. 4.5: Gamma-Log-Messungen Gurgler Ferner 1985: Bohrungen in denen kein eindeutiger Peak für das Jahr 1963 lokalisiert werden konnte.

diese Tiefe in einen Wasseräquivalentwert (w.e.) umgerechnet und diese Werte mit in Tab. 4.4 aufgenommen. Für die westlich des Mitterkamms gelegenen Bohrungen ergibt sich daraus, daß die Jahresschicht von 1963 entlang der Bohrungen 6 bis 8 von 18,5 m w.e. unter der Gletscheroberfläche auf 3,95 m w.e. aufsteigt. Für den östlichen Gletscherteil läßt sich dagegen aus den vorliegenden zwei Bohrungen keine höhenabhängige Änderung des jährlichen Schneezuwachses ableiten.

Für die 21jährige Periode der Jahre 1964 (der Peak wurde dem Sommerhorizont des Jahres 1963 zugeordnet) bis einschließlich 1984 (die Winterschneedecke des Winters 1984/85 wurde nicht mehr einbezogen) wurde eine mittlere jährliche Rücklage berechnet, deren Beträge ebenfalls in Tab. 4.4 aufgelistet sind. Man darf dabei davon ausgehen, daß in diesem Zeitraum alle Bohrungen, evtl. mit Ausnahme von Bohrung 8, oberhalb der mittleren Gleichgewichtslinie des Gletschers liegen.

Für das Jahr 1984/85, einem Jahr mit ausgeglichener Massenbilanz am Vernagtferner, und für das Jahr 1985/86, einem Jahr mit stark negativer Massenbilanz, konnten anhand der Pegelverrohrung die Abschmelzbeträge bzw. Rücklagebeträge im Bereich einzelner Bohrungen abgeschätzt werden (Tab. 4.6). Dabei zeigt sich, daß zwar im Jahr 1984/85 alle Bohrungen im Akkumulationsgebiet lagen, hingegen im folgenden Jahr 1985/86 wenigstens die Bohrungen 0, 1 und 8 dem Bereich des Ablationsgebietes zuzuordnen sind.

Im Vergleich zu den Messungen am Vernagtferner (s. Abschn. 4.2.1) liegen die am Gurgler Ferner gemessenen Akkumulationsbeträge deutlich höher. Die Bohrungen mit den geringsten geodätischen Höhen lagen am Vernagtferner 1984 bei 3055 und 3065 m ü.NN und ergaben mittlere Rücklagen von 0,12 und

Bohrloch-Nr.	0	1	2	3	4	7	8
	1984/85						
[m]	+1,5	+1,7	+1,4	+2,4	+2,5	+2,2	
	1985/86			1984/85-1985/86			
[m]	-1,0	+0,3					-0,3

Tab. 4.6: Schneeauftrag (+) bzw. Abschmelzung (-) im Bereich der für die Gamma-Log-Messungen verwendeten Bohrungen im Massenhaushaltsjahr 1984/85 und im Haushaltsjahr 1985/86 bis zum 04.09.86

0,30 m w.e./a. In vergleichbarer Höhe liegen die Akkumulationsraten am Gurgler Ferner zwischen 0,5 und 0,8 m w.e./a. Der höchste Rücklagenbetrag am Vernagtferner wurde in einem Bohrloch auf ca. 3130 m ü.NN mit 0,62 m w.e./a gemessen.

Die Markierung der Bohrlöcher wurde über die Gamma-Log-Messungen hinaus auch dazu genutzt, Information über die Schneerücklagen und die Gletscherbewegung zu erhalten. Deshalb wurde die 2 m lange Verrohrung der Bohrlöcher 1985 dreimal geodätisch eingemessen. Am 12.9.1986 standen noch 4 Bohrungen für eine weitere Vermessung zur Verfügung, wobei sich das Rohr von Bohrloch 2 etwa 70 cm unter der Schnee- bzw. Firnoberfläche befand und bei den Bohrlöchern 0, 1 und 8 jeweils eine Holzstange, die nach der Gamma-Messung tiefer als die Rohre ins Bohrloch gesteckt worden waren, aus dem Eis bzw. Firn ragte. Die Koordinaten für alle Bohrungen zu Beginn der Meßkampagne sind in Tab. 4.7, die Bewegungsrichtung und der Betrag der horizontalen Verschiebung in Tab. 4.8 zusammengestellt. Im Bereich der Bohrungen 0 und 1 sowie

7 liegt die aktuelle Schneeoberfläche im April 1985 ca. 10 m über der in der Karte "Gurgler Ferner 1981" (Abb. 4.22) dargestellten Oberfläche; bei den übrigen Bohrungen entsprechen die 1985 gemessenen Höhen der Karte von 1981. Die Bewegungsrichtungen sind ebenfalls in Abb. 4.22 eingetragen. Man erkennt, daß die Stromlinien erwartungsgemäß weitgehend senkrecht zu den dargestellten Höhenlinien (Potentiallinien) verlaufen.

Die gemessene horizontale Verschiebung der Bohrung deutet auf eine 1,4fach schnellere Bewegung des Gletschers im Zeitraum 25.4.-29.6.85 gegenüber der folgenden Zeit bis zum 26.9.85 hin. Im Profil 5-8 liegt das Maximum der Geschwindigkeit mit 6 cm/d (Mittel für 25.4.-26.9.85) im Bereich von Bohrloch 7; die maximale Verschiebungsstrecke betrug dort 9,3 m. Langsamer bewegt sich dagegen das Eis östlich des Mitterkamms. Dort wurden bei einer Gesamtbewegung von 5,3 m, als Mittel über den Sommer, eine horizontale Geschwindigkeit von 3,4 cm/d bestimmt. Im Firnbecken südlich des Annakogels, oberhalb der großen Spaltenzone, wurde die geringste Geschwindigkeit mit 1,6 cm/d bestimmt.

Bohrloch Nr.	Y [m]	X [m]	Höhe ROK [m ü.NN]	Höhe der Schnee- oberfläche [m ü.NN]
0	51 132,84	83 095,40	3040,25	3039,64
1	51 083,78	82 946,82	3054,13	3054,06
2	51 473,44	82 650,01	3114,56	3114,91
3	51 381,17	81 908,19	3187,17	3186,53
4	51 157,27	82 152,13	3149,49	3148,81
5	50 634,14	81 526,47	3101,73	3100,66
6	50 359,16	82 168,74	3037,87	3036,72
7	50 232,98	82 379,05	3022,34	3021,71
8	50 108,35	82 895,91	2996,82	2996,00

Tab. 4.7: Gamma-Log Gurgler Ferner 1985: Koordinaten der Bohrungen (Einmessung 25.4.85; MADER 1986, pers. Mitt.)



Bohr- loch- Tag nummer	25.4.85-29.6.85			29.6.85-26.9.85		
	Richtung [gon]	Strecke [m]	pro Tag [cm/d]	Richtung [gon]	Strecke [m]	pro [cm/d]
0	363	2,6	4,0	369	2,7	3,0
2	358	2,1	3,2	359	2,0	2,3
3	341	1,2	1,8	344	1,3	1,4
4	325	1,6	2,5	314	1,6	1,8
5	353	2,2	3,4			
6	351	4,5	6,9	358	4,6	5,1
7	358	4,8	7,3	362	4,4	4,9
8	362	4,3	6,6	369	3,9	4,4

Bohr- loch- Tag nummer	25.4.85-26.9.85			24.4.85-12.9.86		
	Richtung [gon]	Strecke [m]	pro Tag [cm/d]	Richtung [gon]	Strecke [m]	pro [cm/d]
0	366	5,3	3,4	367	15,1	3,0
1	376	4,7	3,0	376	13,8	2,7
2	359	4,1	2,7	360	12,7	2,5
3	343	2,5	1,6			
4	321	3,2	2,1			
6	354	9,0	5,8			
7	360	9,3	6,0			
8	365	8,2	5,3	367	22,1	4,4

Tab. 4.8: Gamma-Log Gurgler Ferner 1985: Die horizontale Verschiebung der Bohrlöcher (MADER 1986, pers. Mitt.)

Die Nachmessung am 12.9.1986 ergab, daß der Gletscher im Bereich der Bohrungen 0, 1 und 2 seine Geschwindigkeit im wesentlichen beibehalten hat, während er im Bereich der Bohrung 8 langsamer wurde. Dort beträgt die durchschnittliche Geschwindigkeit zwischen April 1985 und September 1986 4,4 cm/d, im Sommer 1985 lag sie noch bei 5,3 cm/d.

#### 4.3 Untersuchungen zur Eisbewegung

Obwohl die Bewegungsvorgänge eines Gletschers in enger Beziehung zu den hydraulischen Effekten, insbesondere zu dem basalen Wasserdruck stehen, nahmen Untersuchungen zur Eisbewegung im Zusammenhang mit den hydrologischen Arbeiten im Rahmen des Teilprojekts A1 nur eine untergeordnete Stellung ein. Maßgeblich dafür war eine Reihe von Gründen:

- Der beträchtlich von der Form eines typischen Talgletschers abweichende Vernagtferner bildet für Bewegungsmessungen ein sehr komplexes, schwierig zu erfassendes System. Er läßt mehrere, gut abgrenzbare, aus verschiedenen Karbereichen abfließende Eisströme erkennen, die sich durchaus nicht gleichartig verhalten.
- Als Folge der geringen Neigung weist der Gletscher in seinem breit ausladenden Mittelteil nur geringe Fließgeschwindigkeiten auf. Kurzzeitige Variationen der Geschwindigkeit sind deshalb kaum noch nachweisbar.
- Das installierte Pegelnetz ist primär für Massenhaushaltsbestimmungen angelegt, für die Erfassung des Bewegungsfeldes ist die Verteilung und Anordnung der Meßpunkte weniger günstig.
- Die Methodik der jährlichen Pegelvermessungen liefert keine echten Zeitreihen der Eisgeschwindigkeiten, da die Pegelpunkte als Bezugspunkte für die Geschwindigkeitsbestimmung sich mit der Eisbewegung verändern.
- Untersuchungen zur Feinstruktur der Bewegung und dazu korrelierbare Messungen des basalen Wasserdrucks liegen nur in beschränktem Umfang vor.
- Letztlich erlaubte es die begrenzte Arbeitskapazität nicht, die für die Bewegungsuntersuchungen erforderlichen Vermessungsarbeiten wesentlich zu erweitern.

Das zur Analyse der Fließvorgänge am Vernagtferner vorhandene Material umfaßt im wesentlichen die Verschiebungsvektoren der Pegelpunkte. Die ergeben sich aus den Koordinatendifferenzen der jährlichen Vermessung des Pegelnetzes. Die Einmessung der Pegelpositionen erfolgte dabei bis 1983 durch

überbestimmte Vorwärtseinschnitte von den jeweils gleichen Festpunkten aus, seither durch polaren Anschluß, wobei die Entfernung zum Pegelpunkt mit einem elektrooptischen Distanzmeßgerät bestimmt wird. Die jeweiligen auf das Gauß-Krüger-System bezogenen Koordinaten sind mit einem durchschnittlichen mittleren Punktfehler von  $\pm 0,067$  m behaftet, woraus für die Verschiebungswerte ein mittlerer Fehler von  $\pm 0,09$  m folgt. Verfügbar sind zumeist die Horizontalkomponenten der Verschiebungsvektoren.

Da die Pegelvermessung nicht immer zum gleichen Datum erfolgt, wird der Verschiebungsbetrag auf Jahreswerte umgerechnet und die Eisbewegung in m/a angegeben.

Bearbeitungen des Datenmaterials erfolgten im Rahmen einer Diplomarbeit<sup>8)</sup> am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München (Lehrstuhl Prof. Wilhelm) sowie als Teil einer Dissertation am Institut für Vermessungswesen der TU Braunschweig (KÖHLER 1986). Eine bereits 1976 am Lehrstuhl für Kartographie und Reproduktionstechnik der Technischen Universität München angefertigte Diplomarbeit<sup>9)</sup> beschäftigt sich mit Bewegungsmessungen für kürzere Zeitintervalle.

#### 4.3.1 Datenaufbereitung

Die Zahl der vermessenen Pegel schwankt von Jahr zu Jahr. Nichtauffinden der Pegelstangen bei Schneebedeckung oder ungünstigen Sichtbedingungen sowie Verlust von Pegelpunkten durch Absturz der Stangen in Spalten oder durch Ausapern der

---

8) Hirtlreiter, G.: Verteilung der Eisgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche im Ablauf der Jahre, dargestellt am Beispiel des Vernagtferners. (unveröff.)

9) Krause, S.: Bestimmung der Oberflächengeschwindigkeit am Vernagtferner.

Stangen sind hierfür die häufigsten Ursachen. Für den Zeitraum mit der größten Pegelnetzdichte 1968-1981 wurden fehlende Meßdaten ergänzt, wenn in diesem Zeitraum vier Meßlücken insgesamt und maximal drei Meßlücken in unmittelbarer Folge auftreten. Zur Ergänzung der Daten wurden die lückenhaften Meßreihen einzelner Pegel mit solchen Reihen korreliert, die für 1968-1981 vollständig vorliegen und von Pegeln stammen, für die ein ähnliches Bewegungsverhalten anzunehmen ist. Die gewählten Pegelkombinationen ergaben gute Korrelationen mit meist sehr hoher Erklärungswahrscheinlichkeit von 99,9 %, nur bei den Akkumulationspegeln F2 und F8 von 95 %. Mit Hilfe der Regressionsgleichungen für die Beziehung zwischen lückenhaften und vollständigen Meßreihen konnten schließlich die fehlenden Werte ergänzt werden. Somit ergab sich ein vollständiger Datensatz für 28 Ablations- und 4 Akkumulationspegel über 13 Jahre. Die Zahlenwerte für die Ablationspegel sind in Tab.4.9 zusammengestellt.

#### 4.3.2 Häufigkeitsverteilung der Fließgeschwindigkeiten

Betrachtet man alle Pegel- und sonstigen Signalpunkte, die zwischen 1966 und 1985 mindestens zweimal in aufeinanderfolgenden Jahren eingemessen wurden und damit die Angabe eines Geschwindigkeitsvektors ermöglichen, so ergibt sich ein Schwankungsbereich der jährlichen Fließgeschwindigkeiten  $v_a$  von  $0,1 < v_a < 39,9$  m/a. Die Verteilung der Werte auf fünf Geschwindigkeitsklassen von je 8 m/a, angegeben als relative Häufigkeit in %, ist in Abb. 4.25 dargestellt.

Abb. 4.25 läßt erkennen, daß bis 1973/74

- die unterste Geschwindigkeitsklasse 0,1-8,0 m/a die jeweils größte Häufigkeit aufweist,

Pegel Nr.	Geschwindigkeit der Pegel in m/a												Δ in %	
	68 69	69 70	70 71	71 72	72 73	73 74	74 75	75 76	76 77	77 78	78 79	79 80		80 81
17	6,6	7,8	7,7	7,3	7,9	8,1	9,6	12,1	11,5	13,3	15,0	17,4	18,5	+180
113	9,0	11,1	11,2	10,4	11,0	10,4	12,0	14,0	13,8	14,9	16,1	17,2	17,5	+ 94
115	13,3	16,3	15,8	15,1	15,2	14,4	15,7	17,3	17,1	17,8	18,8	19,5	20,1	+ 50
116	16,6	19,4	20,7	19,4	19,5	18,4	19,6	21,6	21,1	21,9	22,3	24,2	25,6	+ 54
117	18,0	22,0	21,3	20,4	20,7	19,7	21,5	23,4	23,2	24,3	25,2	26,9	26,7	+ 48
118	14,8	18,6	18,2	17,8	18,5	17,4	19,2	21,1	20,4	21,1	22,2	23,4	23,6	+ 59
122	16,9	21,0	20,2	19,6	20,1	18,7	20,8	23,4	23,2	23,8	26,1	26,8	27,9	+ 65
123	14,7	18,8	18,3	17,3	17,9	17,0	18,9	21,1	20,9	21,8	23,4	24,4	25,4	+ 73
125	14,9	19,1	18,7	17,8	19,4	19,5	21,9	24,3	24,9	26,3	27,7	28,6	29,3	+ 97
126	10,6	12,7	13,2	12,2	12,5	11,3	12,4	14,6	13,1	14,4	15,3	15,4	16,3	+ 54
∇														
SW	13,3	16,7	16,5	15,7	16,3	15,5	17,2	19,3	18,9	20,0	21,2	22,4	23,1	+ 71
29	8,4	8,9	9,5	8,6	8,9	9,5	10,6	11,4	14,1	16,3	20,9	24,2	25,0	+198
210	8,7	9,7	10,1	9,0	9,7	10,4	11,6	12,2	14,3	17,5	22,1	15,4	26,4	+203
217	11,5	12,1	12,9	11,3	11,6	12,2	13,1	14,0	15,7	18,1	22,2	24,9	25,4	+121
218	8,9	10,0	10,7	9,5	10,0	11,1	12,0	12,9	14,8	17,9	22,6	25,6	26,7	+201
219	5,1	5,9	6,1	6,2	6,2	6,7	7,8	8,6	10,4	12,4	16,5	20,3	20,7	+306
∇														
SJ	8,5	9,3	9,9	8,9	9,3	10,0	11,0	11,8	13,9	16,4	20,9	24,1	24,9	+193
24	4,7	4,0	4,4	3,7	3,2	3,1	5,3	5,6	9,7	7,9	10,4	14,6	14,3	+204
25	5,3	5,1	5,5	5,3	5,4	5,1	6,0	7,2	8,0	9,3	11,9	13,0	15,2	+187
211	6,5	6,8	6,6	6,5	6,3	6,4	7,0	7,5	8,3	9,6	10,5	11,3	12,2	+ 88
212	6,9	7,4	7,8	7,9	8,3	8,0	9,3	10,3	11,6	13,3	16,2	17,7	19,6	+184
213	5,8	6,1	6,6	6,8	6,8	6,9	7,7	8,3	9,4	10,4	12,5	13,6	15,0	+159
220	6,6	6,8	7,2	7,0	7,1	7,1	8,2	8,8	9,4	11,1	14,5	16,4	17,4	+170
225	5,2	5,4	5,4	5,5	5,2	5,6	6,3	6,4	7,3	7,6	10,7	12,2	13,0	+150
226	7,4	7,8	8,0	8,0	8,3	8,2	9,5	10,3	11,8	13,2	16,2	17,7	19,4	+162
∇														
TJ	6,1	6,2	6,4	6,3	6,3	6,3	7,4	8,1	9,4	10,3	12,9	14,6	15,8	+159
26	3,4	4,2	4,2	3,8	4,1	4,4	4,8	5,6	6,6	7,5	9,2	10,9	12,4	+265
27	5,2	5,5	5,9	5,4	5,8	6,2	6,7	7,5	8,6	9,6	10,6	13,8	14,1	+171
214	6,5	7,1	7,4	7,5	8,2	8,6	9,6	10,2	11,7	12,9	15,8	16,7	17,9	+175
227	6,9	7,3	7,9	8,1	8,1	9,2	9,9	10,7	12,1	13,7	15,8	17,0	18,2	+164
228	11,2	11,5	12,2	12,5	12,1	13,1	12,7	12,9	13,6	14,1	13,7	15,2	15,2	+ 36
229	6,2	6,7	6,5	6,6	6,3	7,1	7,9	8,3	9,0	10,3	12,8	11,4	13,1	+111
∇														
BK	6,6	7,1	7,4	7,3	7,4	8,1	8,6	9,2	10,3	11,4	13,0	14,2	15,2	+130
∇														
VF	9,2	10,5	10,7	10,2	10,3	10,5	11,6	12,8	13,6	14,9	17,2	18,8	19,7	+114

Tab. 4.9: Vollständige bzw. vervollständigte Reihen der Geschwindigkeitsbeträge von Ablationspegeln sowie die durch Mittelbildung daraus errechneten Werte für die Ablationsgebiete der vier beobachteten Eisströme und des ganzen Vernagtferners (1968-1981)

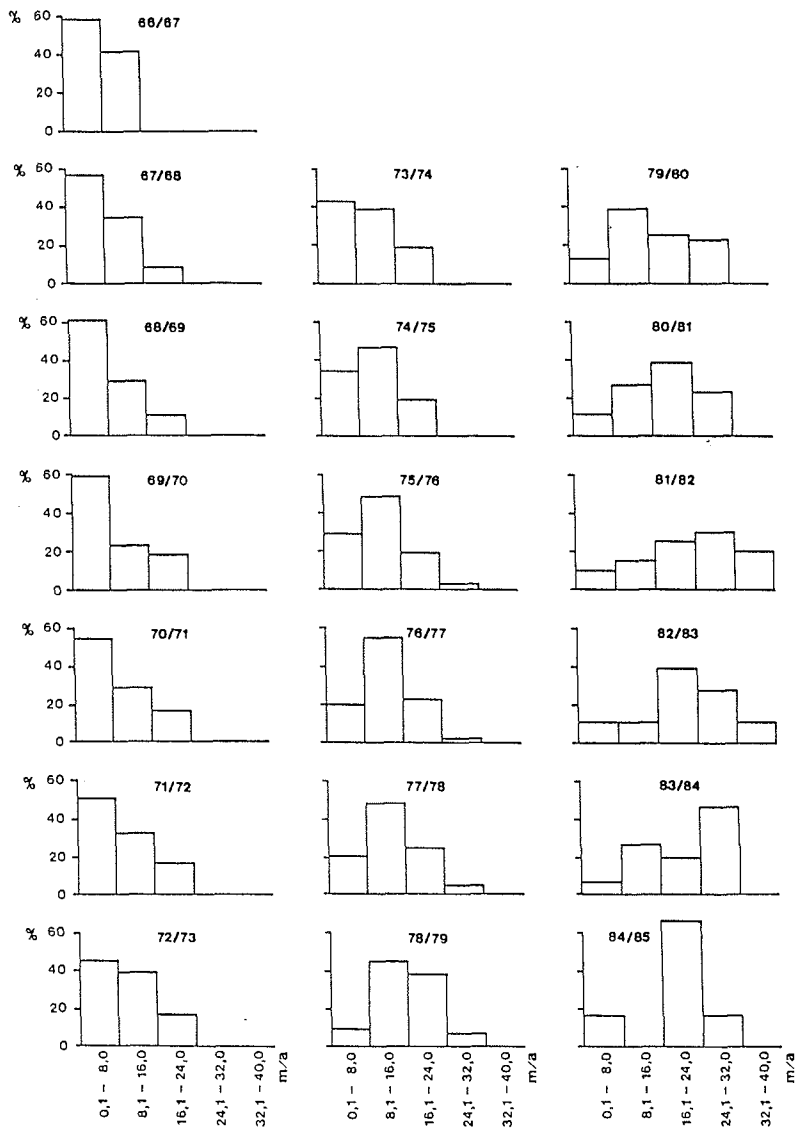


Abb. 4.25: Verteilung der relativen Häufigkeiten in % der Fließgeschwindigkeiten am Vernagtferner für fünf Geschwindigkeitsklassen in den Jahren 1966/67 bis 1984/85

- Geschwindigkeiten in der obersten Klasse 24,1-32,0 m/a bis 1974/75 nicht vorkommen,
- Geschwindigkeiten 32,0 m/a nur in den Jahren 1981/82 und 1982/83 auftreten, und daß
- in den Jahren 1981/82 und 1984/85 die maximale Häufigkeit auf den Geschwindigkeitsbereich 24,1-32,0 m/a entfällt.

Diese Verteilungen geben bereits einen Hinweis auf die Zunahme der Fließgeschwindigkeiten im Verlauf des Meßzeitraums seit 1966. Die in der Darstellung angegebene Gesamtzahl der Geschwindigkeitswerte schwankt von Jahr zu Jahr. Durch die außerordentliche Ablation im Sommer 1982 ging ein Großteil der Pegel verloren. Die inzwischen vorgenommene Restauration des Pegelnetzes wurde aber erst ab 1985 für die Geschwindigkeitsbestimmungen wieder wirksam.

#### 4.3.3 Flächenmäßige Verteilung der Eisbewegung

Auf das komplexe, aus mehreren Eisströmen zusammengesetzte System des Vernagtferners wurde bereits mehrfach hingewiesen. Das vorhandene Pegelnetz wird vier unterscheidbaren Eisströmen zugeordnet, die nach Lokalitäten im Firngebiet bzw. der Umrahmung des Vernagtgletschers benannt sind:

- der Schwarzwandstrom im Westen (SW),
- der Sexenjochstrom im Nordwesten (SJ),
- der Taschachjochstrom im Nordosten (TJ) und
- der Brochkogelstrom im Osten (BK).

Die Abgrenzung der Eisströme geht von markanten Felspartien im Akkumulationsgebiet aus, die verschiedene Karmulden voneinander trennen. Sie berücksichtigt weiter die im Orthophoto 1982 (vgl. Tafel I) erkennbaren Strukturen sowie den Verlauf von Höhenlinien und Mittelmoränen. Während die Trajektorien der Pegelpunkte für die einzelnen Eisströme einen

annähernd parallelen Verlauf zeigen, konvergieren die Bewegungslinien im Grenzbereich der Eisströme, besonders deutlich im Zungengebiet des Sexenjoch- und Taschachjochstromes. Beim Schwarzwandstrom ist eine leichte Divergenz des mittleren Zungenbereichs in den Randzonen erkennbar. Markanter sind die unterschiedlichen mittleren Geschwindigkeitsbeträge der einzelnen Eisströme. In der Zeit bis 1973/74, in der, mit Ausnahme des Schwarzwandstromes, noch keine ausgeprägten zeitlichen Änderungen der Geschwindigkeitsbeträge zu verzeichnen sind, und zumindest die Relation der mittleren Geschwindigkeiten erhalten bleibt, weist der Schwarzwandstrom deutlich höhere Fließbeträge auf als die übrigen, von denen der Taschachjochstrom mit etwa dem halben Betrag des Schwarzwandstromes der langsamste ist. Geringfügig höher als die Werte des Taschachjochstroms sind die Werte des Brochkogelstromes, noch höher die des Sexenjochstromes. Diese Relation gilt als Mittel über die aus den Ablationspegeln abgeleitete Geschwindigkeit. Die Geschwindigkeiten im Akkumulationsgebiet erreichen im gleichen Bezugszeitraum etwa 75 % der Werte des Ablationsgebietes.

#### 4.3.4 Zeitliche Variation der Fließgeschwindigkeiten

Der Analyse der zeitlichen Änderungen des Fließverhaltens kommt größeres Gewicht zu, da sich im Gang der Geschwindigkeitsbeträge die dynamische Reaktion des Gletschers auf die Massenänderungen und der Einfluß des basalen Gleitens in Abhängigkeit von den hydraulischen Bedingungen ausprägt.

Mittelt man, um zunächst einen generellen Trend angeben zu können, alle Geschwindigkeitswerte eines Jahres für das Gletschergebiet, so zeigt sich ein Anstieg der mittleren Geschwindigkeiten von Beginn des Meßzeitraumes 1966/67 bis 1969/70 und nach einer Phase der Stagnation ein erneuter



stärkerer Anstieg bis 1982. Das Geschwindigkeitsmittel für das Ablationsgebiet wird mit einer Zunahme von 9,2 m/a (1966/67) auf 19,7 m/a (1981/82) mehr als verdoppelt, im Akkumulationsgebiet nimmt das Mittel von 7,3 auf 11,7 m/a im gleichen Zeitraum zu. Die Zunahme der Fließgeschwindigkeiten zeigen damit eine gute Korrelation zu den Wachstumsphasen des Gletschers, während die Massenverluste in der Zeit 1967/68-1972/73 ohne Einfluß auf das Fließverhalten des Gletschers bleiben.

Abb. 4.26 zeigt, daß nicht nur die mittleren Fließbeträge der einzelnen Eisströme, sondern auch der Gang dieser Mittelwerte im erfaßten Zeitabschnitt beträchtliche Unterschiede aufweisen. Sowohl der Beginn der markanten Geschwindigkeitszunahme am Anfang der 70er Jahre als auch deren Betrag sind uneinheitlich. Am ausgeprägtesten ist die Erhöhung der Fließraten beim SJ-Strom.

Noch differenzierter stellt sich der zeitliche Gang der Fließgeschwindigkeiten dar, wenn man statt der Mittelwerte einzelne Pegeldaten heranzieht. Als Beispiel dafür sei die Situation vom SW-Strom vorgestellt (Abb. 4.27).

Auffallend ist das ausgeprägte Geschwindigkeitsmaximum 1981/82, das den Fließraten des Sommers 1982 zuzuordnen ist. Ebenso beachtenswert ist der starke Abfall der Fließbeträge nach 1982. Bei den übrigen drei Eisströmen sind die Verhältnisse ähnlich, allerdings von deutlich geringerer Signifikanz.

#### 4.3.5 Morphologische Auswirkungen

Auf den mit diesen hohen Fließbeträgen verstärkten Massentransport und die entsprechenden Umlagerungen wurde im Zusammenhang mit dem Vergleich von Massen- und Volumensände-

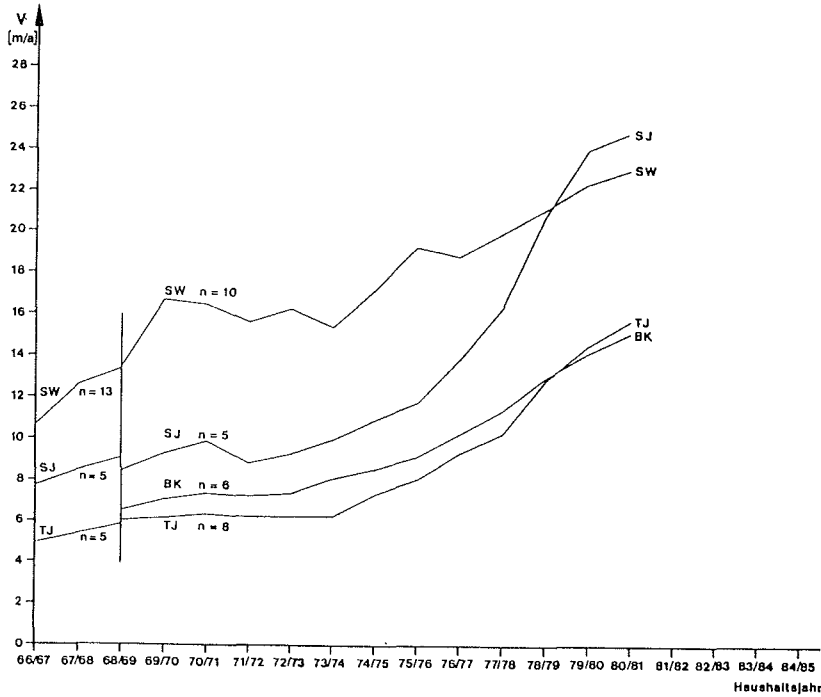


Abb. 4.26: Gang der mittleren Fließgeschwindigkeiten im Ablationsgebiet des Vernagtferners, unterteilt für vier abgrenzbare Eisströme

rungen bereits hingewiesen (s. Abschn. 3.6.3). Generell war in Verbindung damit für den gesamten Gletscher eine merkliche Zunahme der Spaltenhäufigkeit zu beobachten. In den Zungenbereichen der einzelnen Eisströme führte das verstärkte Fließen zu unterschiedlichen Effekten. Das Zungenende des SJ-Stromes überschob in größerer Breite den SW-Strom, der TJ-Strom endet nunmehr mit einer Eiswand auf der den Glet-

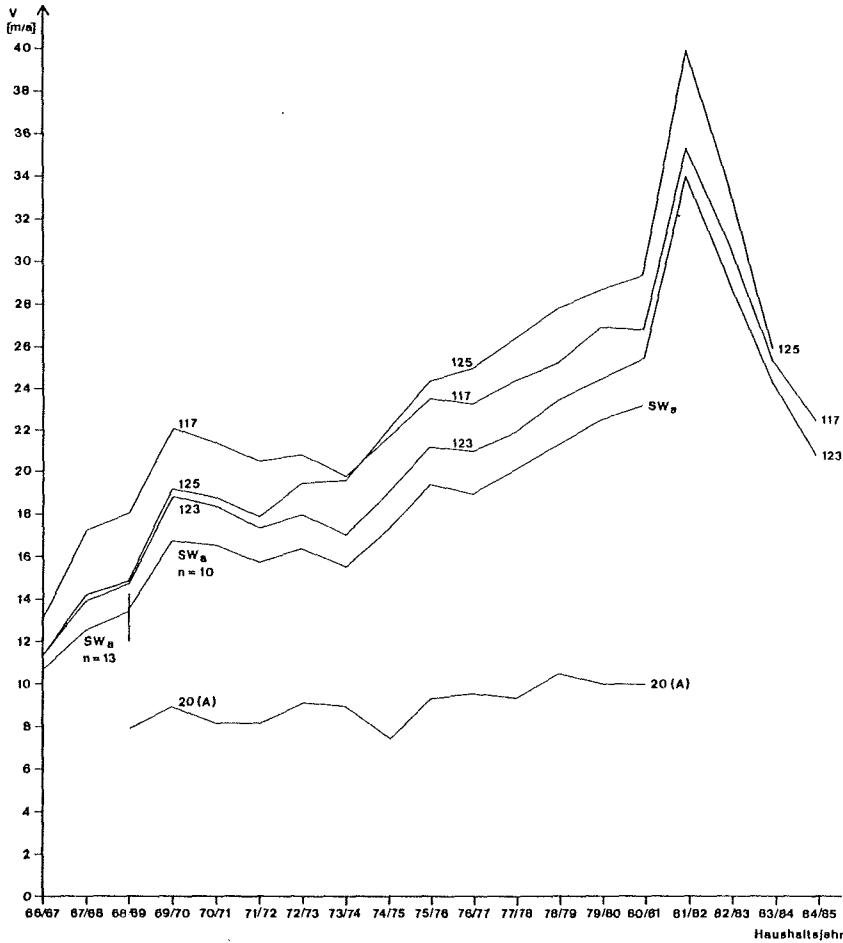


Abb. 4.27: Fließgeschwindigkeiten einzelner Ablationspegel-  
punkte (117, 123, 125) und eines Akkumulations-  
pegelpunktes (20) sowie Mittelwert der Fließbe-  
träge aller Ablationspegel des SW-Stromes  
( $SW_a$ ) für die einzelnen Jahre des Zeitraums  
1966/67-1980/81

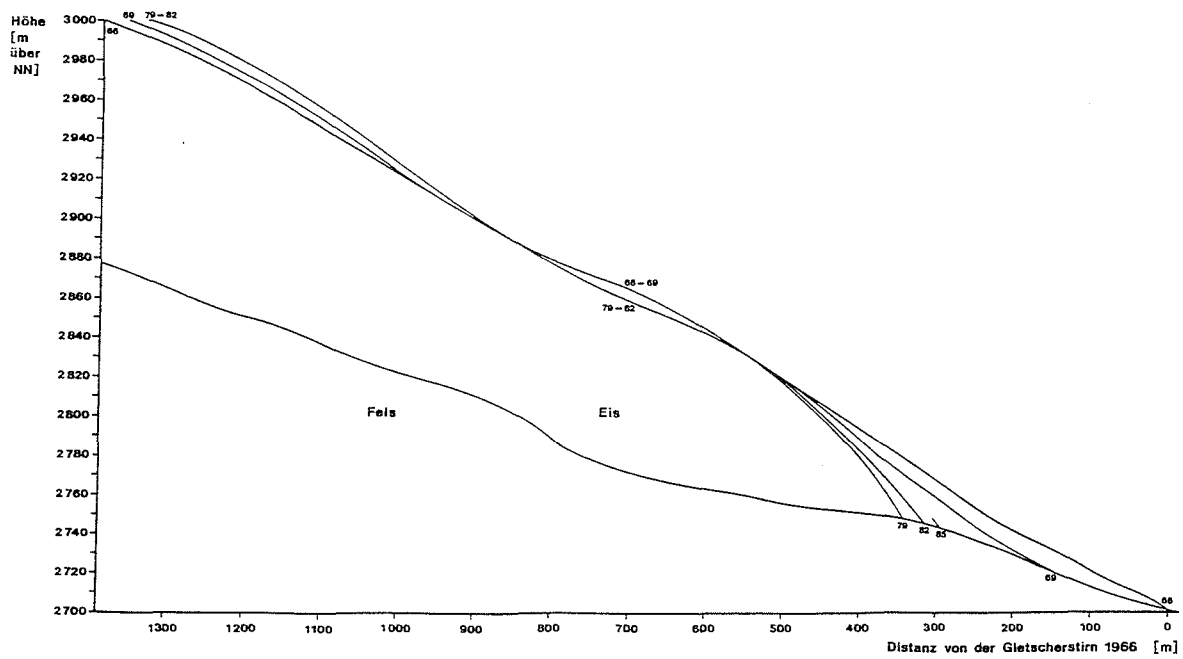


Abb. 4.28: Längsprofile des Zungenbereichs des Schwarzwandstromes nach geodätischen Aufnahmen zwischen 1966 und 1985. Die Darstellung ist 2,5fach überhöht

scher durchziehenden Felsschwelle, der BK-Strom zeigt an seinem Ende keine auffallenden Veränderungen. Die Situation für den Zungenbereich ist in Abb. 4.28 wiedergegeben. Sie enthält die mit den verschiedenen Kartierungen zwischen 1966 und 1985 erfaßten Oberflächen des Gletschers, der Felsuntergrund ist auf die Eisdickenkarte von MILLER (1972) bezogen.

Typisch für den zurückgehenden Gletscher ist die flach ausgehende Zunge von 1966 und 1969. Die Längserstreckung erreichte 1979 ihren Minimalstand, wobei die merkliche Verteilung der Zunge bereits den beginnenden Vorstoß andeutet. Ein Vorrücken über die Marke von 1985 hinaus ist nicht zu erwarten, die Verflachung der Zunge läßt vielmehr einen erneuten Rückgang annehmen.

#### 4.3.6 Prädizierte Bewegungs- und Deformationsfelder

Auf die Problematik der Zeitreihenanalyse der Pegelbewegungen, die daraus resultiert, daß der Bezugspunkt für die Geschwindigkeitsangabe nicht ortsfest ist, sondern sich mit dem Eis mitbewegt, wurde zu Anfang dieses Abschnitts bereits hingewiesen. Diesem Mangel kann durch prädizierte Fließvektoren, d.h. mit einem Rechenverfahren interpolierte, auf ein ortsfestes Raster oder Koordinatengitter bezogene Werte, begegnet werden. Die Anwendung dieses Verfahrens wurde exemplarisch für den Zungenbereich des SW-Stromes von KÖHLER (1986) unter Verwendung der Daten von 1966-1971 demonstriert. Dabei wurden die Geschwindigkeitsfelder durch Vektoren für ein regelmäßiges Gitter (Abb. 4.29) und Isolinien der Geschwindigkeit dargestellt (Abb. 4.30). Die Deformationsfelder wurden mit Hilfe prädizierter Verzerrungstensenoren (Abb. 4.31) und orthogonaler Trajektorien der Hauptverzerrungen (Abb. 4.32) wiedergegeben. Ebenso wurden Felder mit Linien gleicher Horizontalbeschleunigungen bzw. gleicher Beschleunigungssummen abgeleitet und kartographisch dargestellt.

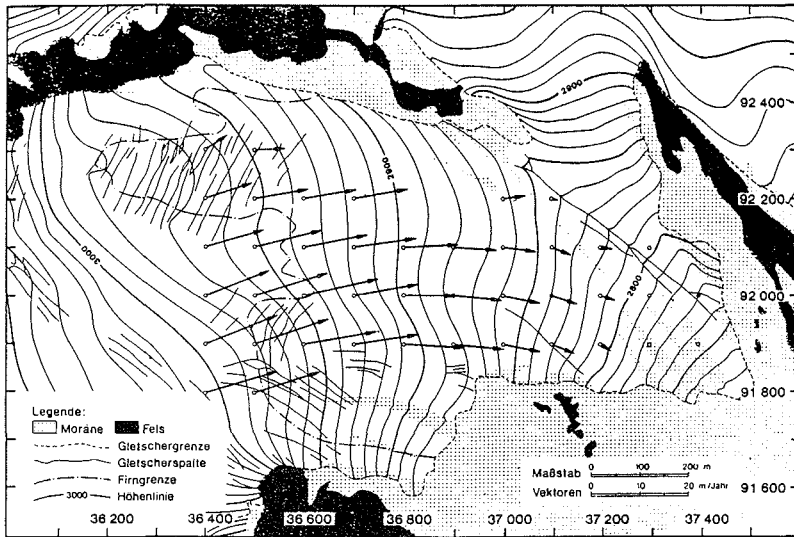


Abb. 4.29 : Interpoliertes Geschwindigkeitsvektorfeld 1966-67 (aus KÖHLER 1986)

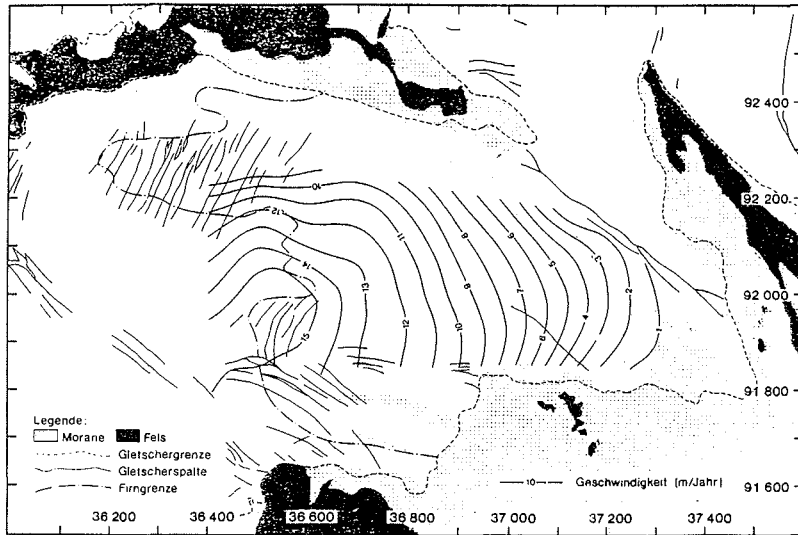


Abb. 4.30 : Linien gleicher Horizontalgeschwindigkeit 1966-67 (aus KÖHLER 1986)

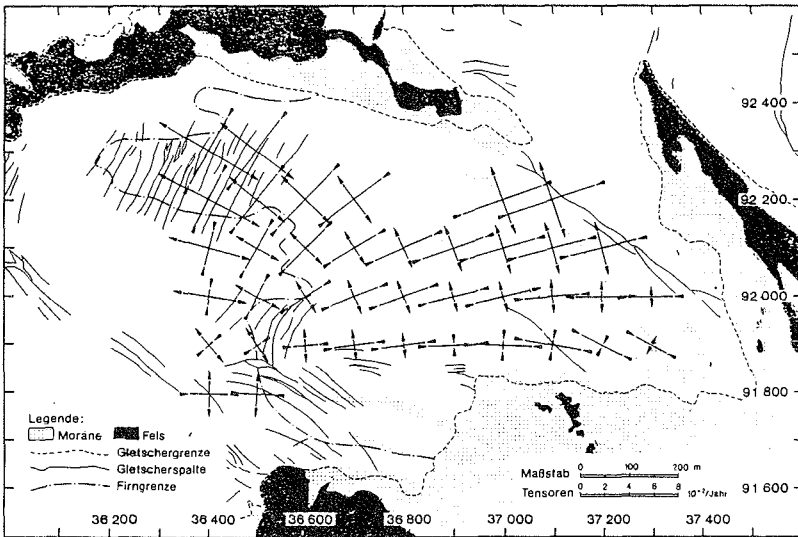


Abb. 4.31 : Prädizierte Verzerrungstensoren 1966-67 (aus KÖHLER 1986)

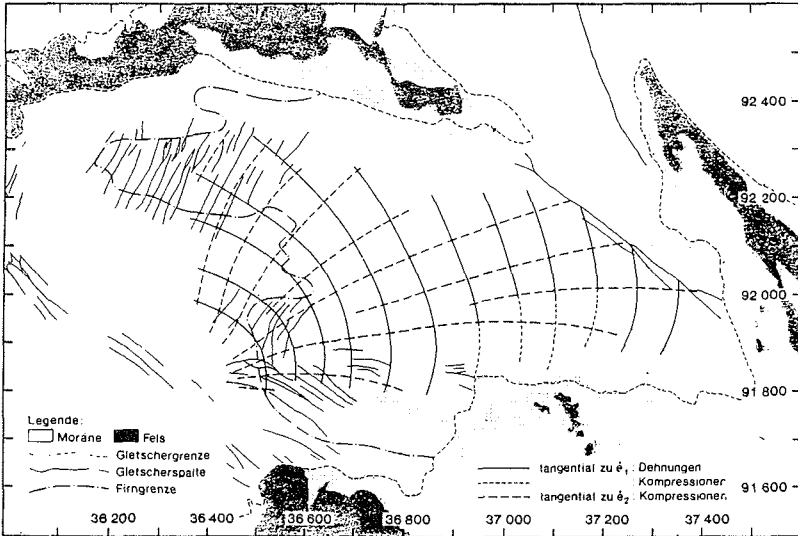


Abb. 4.32 : Orthogonale Trajektorien der Hauptverzerrungen 1966-67 (aus KÖHLER 1986)

Von KÖHLER (1986) wird darauf hingewiesen, daß die Genauigkeit dieser Auswertungen wegen der begrenzten Zahl und der Verteilung der Stützpunkte beschränkt ist, jedoch bei entsprechender Adaption des Pegelfeldes die Prädiktionsgenauigkeit der Genauigkeit der Beobachtungen nahekommen kann. Dazu ist es außerdem erforderlich, die Vertikalkomponenten der Bewegung in die Berechnungen mit einzubeziehen. Letztlich erscheint es damit möglich, daß dem bereits existierenden 'Digitalen Geländemodell' ein 'Digitales Raum-Zeitmodell der Bewegung' zugeordnet würde.



4.4 Eismächtigkeit und innerer Aufbau des Vernagtferners:  
Ergebnisse des elektromagnetischen Reflexionsverfahrens  
(EMR)

(N. Blindow und F. Thyssen, Forschungsstelle für physikalische Glaziologie Westfälische Wilhelms-Universität Münster)

4.4.1. Einleitung

Für eine Anwendung und Weiterentwicklung des elektromagnetischen Reflexionsverfahrens (EMR-Verfahren) zur Erfassung von Eismächtigkeit und innerem Aufbau von temperierten Gletschern eignet sich der Vernagtferner besonders gut. Hier ist ein Austausch und eine Ergänzung durch andere Ergebnisse wie z.B. von Bohrungen (OERTER et al. 1982) und refraktionsseismischen Messungen (MILLER 1971) möglich. Das EMR-Verfahren erlaubt es, Firnstruktur und Gletscherbett auf Profilen kontinuierlich abzubilden.

Der Firn im Akkumulationsgebiet des Gletschers ist wasserdurchlässig, so daß sich am Übergang zum undurchlässigen Eis eine zusammenhängende wassergesättigte Schicht bilden kann (s. Abschn. 3.4.3). Diese und die mit Schmelzwasser überlagerten Eisschichten im Firn sind wegen der großen Unterschiede in den dielektrischen Eigenschaften von Eis und Wasser starke Reflektoren für elektromagnetische Wellen. Ebenso bilden Wassereinschlüsse, wasserbenetzte Flächen und auch die Unterschiede in den dielektrischen Eigenschaften von Eis und Fels Reflektoren für elektromagnetische Wellen.

EMR-Messungen mit Monopulsen auf temperierten Gletschern wurden bislang nur mit niedrigen Meßfrequenzen bis 8 MHz erfolgreich durchgeführt (WATTS et al. 1974, SVERINSSON et al. 1980, WALFORD et al. 1986). Die hier vorgestellten Ergebnis-

se vom Vernagtferner zeigen zusammen mit den bereits veröffentlichten Ergebnissen vom benachbarten Kesselwandferner (THYSSEN et al. 1980), daß bei entsprechender Meßtechnik und Methodik Frequenz und Genauigkeit wesentlich erhöht werden können. Unter Einsatz der Datenverarbeitung (geophysikalisches Processing) gelingt es, auch bei komplizierterer Untergrund-Struktur zuverlässige Ergebnisse zu erzielen. Die apparativen und meßtechnischen Gesichtspunkte des von uns verwendeten EMR-Verfahrens sind an anderer Stelle erläutert (THYSSEN 1985) und werden hier nicht weiter ausgeführt.

Das EMR-Verfahren wurde in den Jahren 1979, 1980 und 1983 auf dem Vernagtferner eingesetzt. Das Verfahren konnte so weit vervollkommen werden, daß im März 1983 eine großräumige routinemäßige Kartierung der Eismächtigkeit und der inneren Struktur möglich wurde. Die Lage der Profile auf dem Vernagtferner mit ihren Bezeichnungen ist aus Abb. 4.33 ersichtlich. Grundlage ist die Orthophotokarte "Vernagtferner 1979", die im Bereich der Profillinien nach dem Stand März 1983 aktualisiert wurde.

#### 4.4.2. Ermittlung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion für elektromagnetische Wellen in Firn und Eis

Das elektromagnetische Reflexionsverfahren (EMR) liefert primär Reflexionslaufzeiten, die mit Hilfe der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion in Teufen umgerechnet werden können. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen werden, wie in der Reflexionsseismik üblich, auch für elektromagnetische Wellen durch das "common midpoint"-Verfahren (CMP-Profile) von der Oberfläche her ermittelt. Bei den hierzu notwendigen Geschwindigkeitsanalysen wurde das Amplituden-Summationsverfahren (GAROTTA & MICHON 1965) verwandt. Die dabei bestimmten Geschwindigkeiten sind zunächst Stapelgeschwindigkeiten,

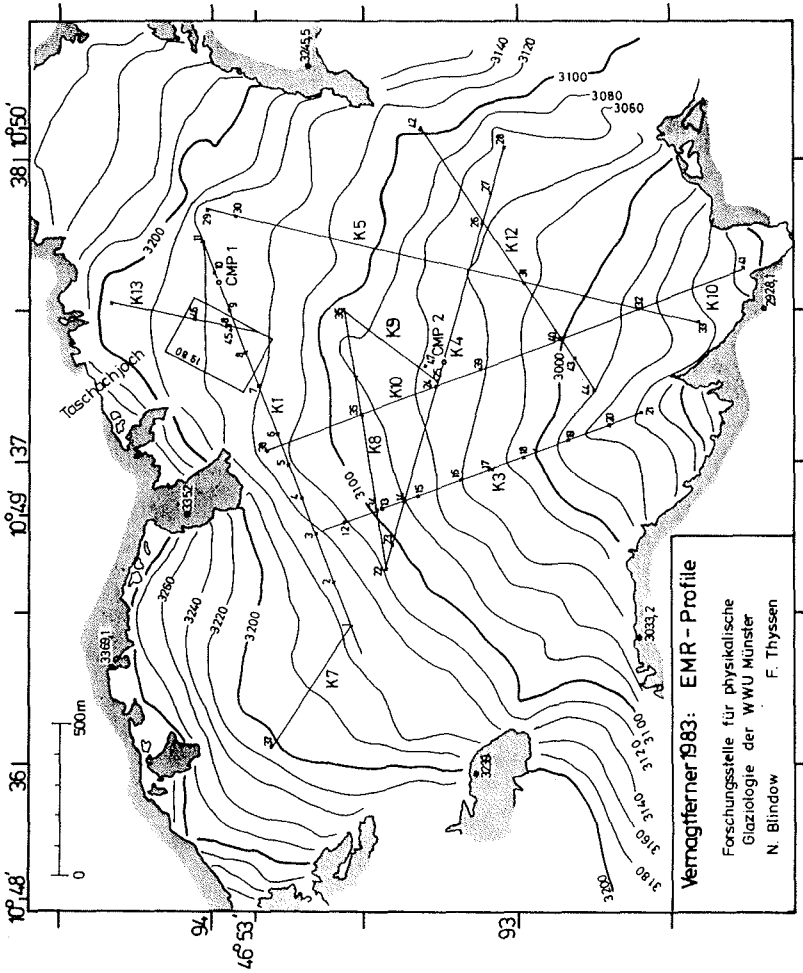


Abb. 4.33: Lage der EMR-Profile auf dem Vernagtferner

die nach Abschätzungen für den Vernagtferner innerhalb von 1 % mit den RMS-Geschwindigkeiten nach DIX (1955) übereinstimmen. Aus ihnen lassen sich RMS-Intervallgeschwindigkeiten und die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der elektromagnetischen Wellen berechnen.

Auf dem Vernagtferner wurden mehrere CMP-Profile aufgenommen. Sie wurden so gewählt, daß sie für verschiedene Teile des Gletschers repräsentativ sind. CMP1 liegt im Akkumulationsgebiet, wo eine ca. 20 m mächtige Firnschicht das Eis überlagert, CMP2 unterhalb der Gleichgewichtslinie im Ablationsbereich mit nur 2-3 m Schneeauflage über einer weitgehend homogenen Eismasse. Die unterschiedlichen Bedingungen in der Nähe der CMP-Profile werden durch die Dichte-Tiefenfunktionen der Bohrkerne besonders deutlich (Abb. 4.34). Kern IV (nahe CMP1) zeigt unter der Schneeauflage ( $z = 0-2$  m) eine allmähliche Dichtezunahme mit einer Art Lamellierung oberhalb  $z = 20$  m. Kern VI (nahe CMP2) dagegen erreicht schon unterhalb von  $z = 3$  m seine Enddichte von  $0,85-0,9 \text{ Mg/m}^3$ .

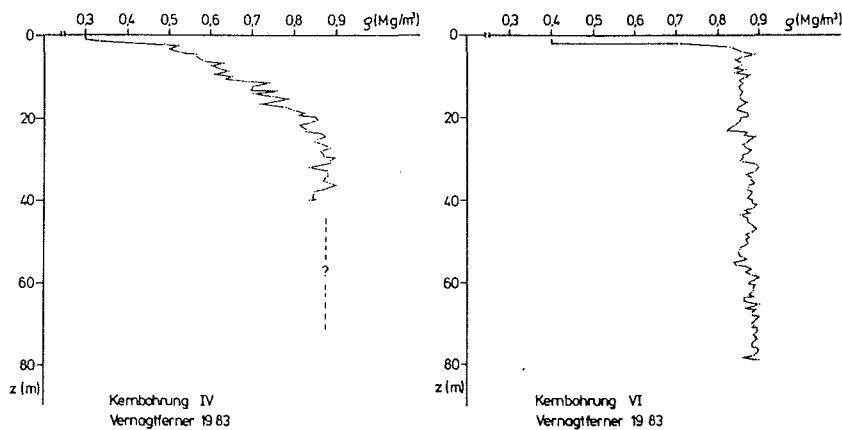


Abb. 4.34: Dichte-Tiefen-Funktionen in der Nähe der CMP-Profile (s. Abschn. 4.1)

Meßergebnisse von CMP-Profilen mit den dazugehörigen Geschwindigkeitsanalysen nach dem Amplituden-Summationsverfahren sind in den Abb. 4.35 und 4.36 dargestellt. CMP1 zeigt eine Vielzahl von Reflexionshyperbeln, von denen zwei markante zu den Zeiten  $t_1 = 0,163 \mu\text{s}$  und  $t_2 = 0,966 \mu\text{s}$  den Reflexionen an der Oberfläche der wassergesättigten Firnschicht und des Gletscherbettes zuzuordnen sind.

Die Geschwindigkeitsanalyse ergibt für die erwähnten Reflektoren die Teufen  $h_1 = 16,1 \text{ m}$  bei  $v_1 = 197 \text{ m}/\mu\text{s}$  und  $h_2 = 82,0 \text{ m}$  bei  $v_2 = 171 \text{ m}/\mu\text{s}$ . Die Geschwindigkeit unterhalb der Firnschicht beträgt somit  $165 \text{ m}/\mu\text{s}$ , wogegen die Dichte mit  $\rho = 0,85 \text{ Mg}/\text{m}^3$  für wasserfreies Eis eine Geschwindigkeit von ca.  $174 \text{ m}/\mu\text{s}$  erwarten läßt. Wasser vermindert die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen, daher ist die Geschwindigkeitsdifferenz durch das im Gletscher enthaltene Wasser zu erklären. Betrachtet man das Gletschereis als Gemisch von reinem Eis, Luft und Wasser, so kann man die Mischungsformel für Dielektrika von LOOYENGA (1965) zur Abschätzung des Wassergehalts im Gletschereis verwenden. Mit den oben genannten Daten ergibt sich ein durchschnittlicher Wassergehalt für das Gletschereis unterhalb der Firnschicht von ca. 2%. Das Wasser ist wahrscheinlich in Zonen mit unterschiedlichen Gehalten verteilt. Diese Annahme wird durch die Beobachtung gestützt, daß Bohrkerne aus einigen Teufenbereichen als "naß" angesprochen wurden (OERTER et al. 1982). In den Ergebnissen von CMP1 treten zusätzliche Reflexionssignale auf, die wahrscheinlich nicht durchgehenden Horizonten, sondern einzelnen Wassereinschlüssen im Eis zuzuordnen sind.

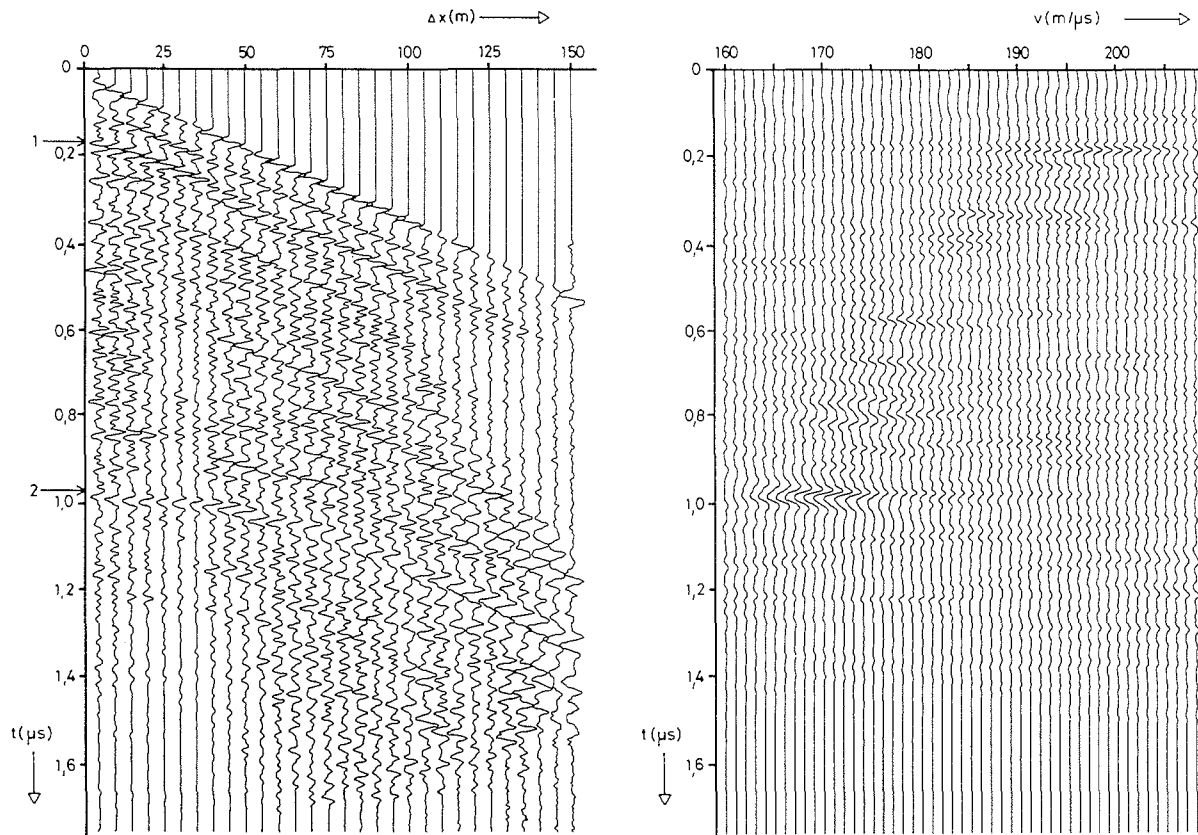


Abb. 4.35: CMP-Profil CMP1 mit Geschwindigkeitsanalyse (Reflexion von der wassergesättigten Firnschicht (1) und vom Felsuntergrund (2) markiert)

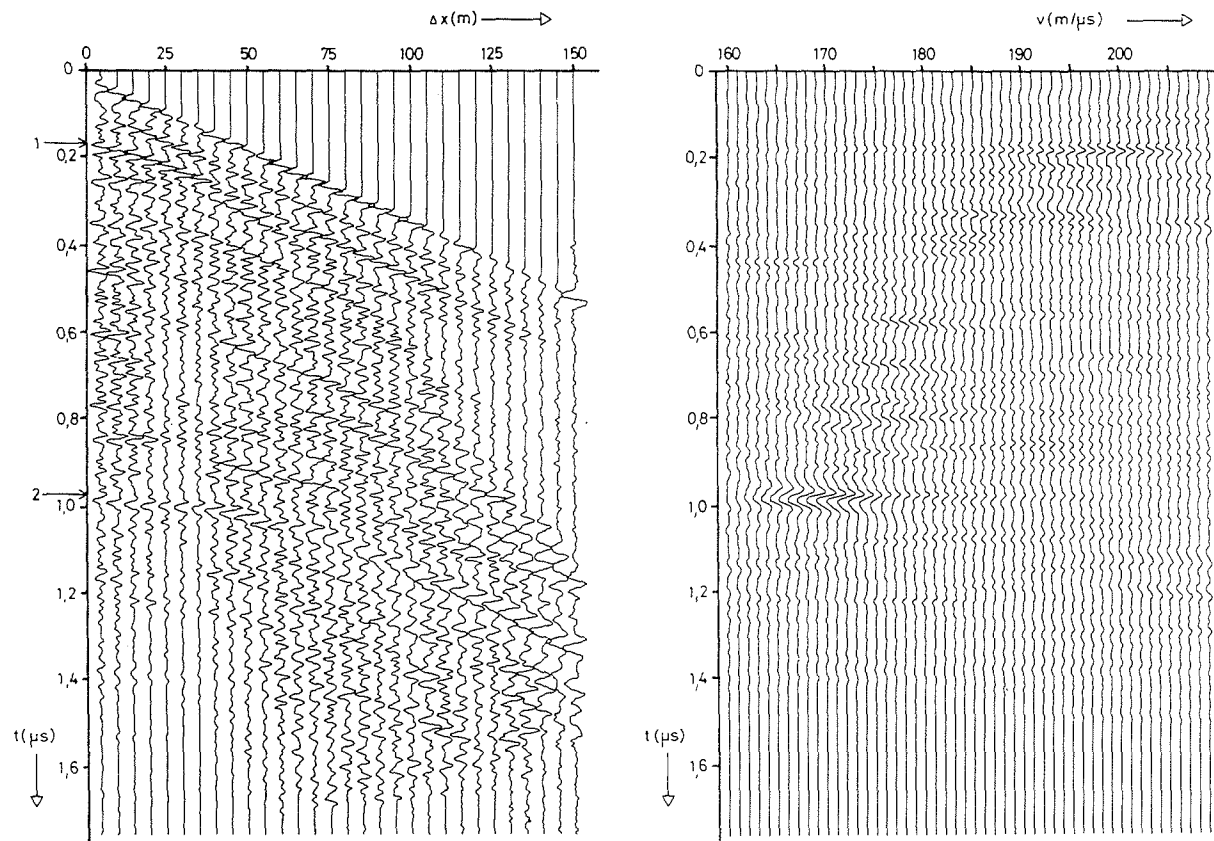


Abb. 4.36: CMP-Profil CMP2 mit Geschwindigkeitsanalyse (Reflexion vom Felsuntergrund (2) markiert)

CMP2 ergibt für die Reflexion vom Felsuntergrund zu der Zeit  $t = 1,168 \mu\text{s}$  eine Geschwindigkeit von  $v = 172 \text{ m}/\mu\text{s}$  und eine Reflektortiefe von  $h = 100,4 \text{ m}$ . Die übrigen Reflexionshyperbeln bzw. Maxima der Amplitudensummen bei der Geschwindigkeitsanalyse sind wahrscheinlich auf seitliche Reflexionen von Wassereinschlüssen und eventuell von Spalten zurückzuführen. Sie zeigen die gleiche RMS-Geschwindigkeit wie die Reflexion vom Felsuntergrund. Das Eis in diesem Gebiet ist also homogen in Bezug auf die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen. Der Wert der Geschwindigkeit deutet auf einen geringeren Wassergehalt als bei CMP1 hin.

Trotz der sehr unterschiedlichen Verhältnisse an den Profilen CMP1 und CMP2 sind die RMS-Geschwindigkeiten für die Reflexion vom Felsuntergrund mit einem Unterschied von nur  $1 \text{ m}/\mu\text{s}$  praktisch gleich. Daher kann für die Auswertung im gesamten Untersuchungsbereich eine einheitliche Geschwindigkeit von  $v = 171,5 \text{ m}/\mu\text{s}$  benutzt werden, wobei eine Genauigkeit von  $\pm 1 \text{ m}$  für die Gletscherdicke erzielt wird. Für die Reflexionen vom oberflächennahen Wasserhorizont wird gesondert die Geschwindigkeit von  $v = 197 \text{ m}/\mu\text{s}$  verwendet. Ein überraschendes und nach der Literatur uns noch nicht bekanntes Ergebnis ist das Auftreten einer besonderen Art von Bodenwelle, die in Abb. 4.35a als niederfrequenter Einsatz angedeutet ist. Die Auswertung ergibt ein langperiodisches Wavelet auf einer linearen Laufzeitkurve. Die Frequenz beträgt ca.  $17 \text{ MHz}$ , die Geschwindigkeit  $180 \text{ m}/\mu\text{s}$ . Die Mittenfrequenz aller anderen Einsätze ist dagegen ca.  $34 \text{ MHz}$ . Als Geschwindigkeit in der  $2\text{-}3 \text{ m}$  mächtigen Schneeauflage mit  $\rho = 0,4\text{-}0,7 \text{ Mg}/\text{m}^3$  wäre nach LOOYENGA (1965) in dieser Schicht eine höhere Geschwindigkeit um  $v = 200 \text{ m}/\mu\text{s}$  zu erwarten. Eine mögliche Erklärung ist, daß die Schneeschicht mit den Halbräumen Luft und Eis als obere bzw. untere Begrenzung als dielektrischer Wellenleiter wirkt, in dem die beobachtete Wellenmode angeregt wird. Eine genauere Untersuchung dieses interessanten Phänomens scheint angebracht.



#### 4.4.3 Kartierungsmessungen

##### 4.4.3.1 Datenaufnahme und Bezeichnung der Profile

EMR-Kartierungen sind eine räumlich sehr dichte Folge von Messungen mit konstanter Geometrie der Meßanordnung. Im allgemeinen werden die Signalamplituden als Graustufen dargestellt. Sie ergeben eine Abbildung der Reflektoren des Untergrunds im Weg-Laufzeit-Bereich. Sämtliche Kartierungsmessungen auf dem Vernagtferner erfolgten mit einem gleichbleibenden Abstand zwischen Sender- und Empfänger-Schlitten von 7,5 m, wobei die EMR-Anlage von einem Skidoo über den Gletscher gezogen wurde. Bei einem Meßfortschritt von ca. 10 km/h wurde wegradgesteuert je Meter eine Sondierung durchgeführt. Probleme gab es mitunter an Steigungen oder bei Tiefschnee. Die zuvor vermarkten Profilstrecken wurden daher möglichst bergab befahren, wobei die Antennenschlitten zusätzlich gebremst und geführt werden mußten. Die Kartierungen 1983 wurden mit K1 bis K13 (Abb. 4.33) in chronologischer Reihenfolge bezeichnet. Die 'fehlenden' Profile K2, K6 und K11 sind Test- oder Verbindungsfahrten, die nicht geodätisch eingemessen sind und daher zur Auswertung nicht herangezogen wurden. K12 ist weitgehend identisch mit dem refraktionsseismischen Profil H von MILLER (1971). K10 wurde 1980 bereits teilweise mit dem EMR-Verfahren vermessen. Hier eröffnen sich erste Möglichkeiten, Veränderungen des Vernagtferners zwischen 1980 und 1983 anhand von EMR-Messungen zu diskutieren.

##### 4.4.3.2 Darstellung, Bearbeitung und Interpretation

Bei der Interpretation von EMR-Kartierungen werden Reflexionslaufzeiten und -amplituden wegabhängig Strukturelementen des Untergrundes zugeordnet. Bei Messungen auf Glet-

schern ist dabei zu unterscheiden zwischen reflektierenden Horizonten (z.B. wassergesättigte Firnschicht, Gletscherbett) und einzelnen kleinräumigen Streukörpern (z.B. Wassereinschlüsse, Spalten). Erstere ergeben fortlaufend zu korrelierende Einsätze, während letztere hyperbolische Signaturen (Diffraktionshyperbeln) in der EMR-Registrierung erzeugen. Die Überlagerung von Diffraktionshyperbeln untereinander sowie mit Reflexionen von Horizonten ergibt komplizierte Muster im Weg-Laufzeit-Bereich, die die Erkennung von Strukturen erschweren können. Besondere Effekte treten bei steilen und stark gekrümmten Reflektoren auf.

Anhand je eines Quer- und Längs-Profiles vom Vernagtferner soll die Auswertung der EMR-Kartierungen beispielhaft erläutert werden. Abb. 4.37a zeigt das Ergebnis der EMR-Kartierung K4 in Graustufendarstellung. (Reproduktionsbedingt gibt die Abbildung nur Schwärzungen wieder und besitzt daher durch den Verlust der Graustufen einen verringerten Informationsgehalt.) Das Profil verläuft annähernd quer zum Fließen in West-Ost-Richtung. Der Tiefenmaßstab wurde mit der einheitlichen Geschwindigkeit  $v = 171,5 \text{ m}/\mu\text{s}$  unter Berücksichtigung des Sender-Empfänger-Abstandes von 7,5 m aus der Laufzeit berechnet. Die Lage des Gletscherbetts bezüglich der Oberfläche ist deutlich durch eine fortlaufend zu verfolgende kräftige Reflexion markiert. Die Eismächtigkeit variiert zwischen ca. 35 und 105 m, wobei das Gletscherbett teilweise Neigungen von über  $30^\circ$  aufweist. Eine kleinräumige Firnauflage ist in der Umgebung der 100-m-Wegmarke deutlich zu erkennen. Parallele Streifen im Tiefenbereich bis 30 m können durch elektrisches Nachschwingen des Meßaufbaus erklärt werden. Die Überlagerung von Diffraktionshyperbeln im Tiefenbereich 60 m (Bildmitte) ist auf eine Häufung von Streuzentren zurückzuführen. Wie weiter unten noch erläutert wird, weist eine derartige Signatur der EMR-Registrierung

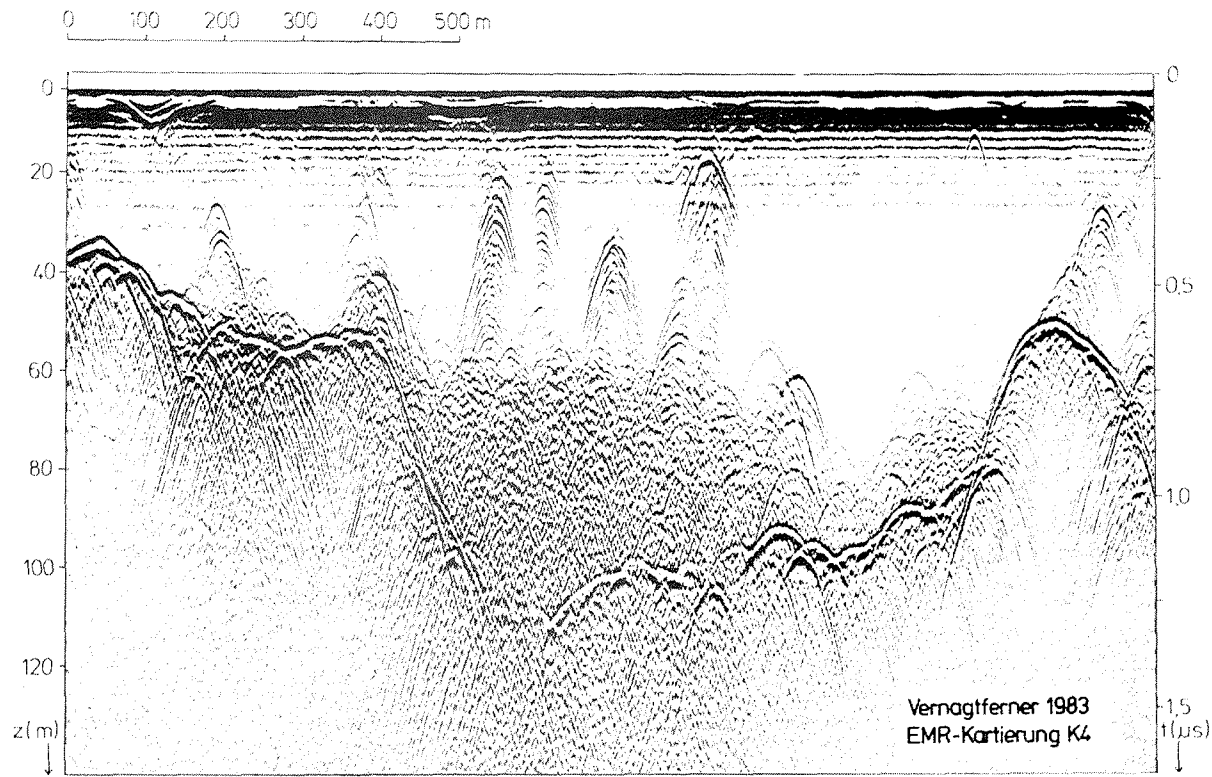


Abb. 4.37a: EMR-Kartierung K4 (Originalsektion)

auf einzelne Wassereinschlüsse oder zusammenhängend auf Kanäle im Eis hin. Eine Kernbohrung in diesem Gebiet bis  $z = 80$  m erbrachte jedoch keine direkten Hinweise auf die Art der Streuzentren.

Die einfache Umrechnung von Laufzeiten in Tiefen ist nur bei horizontalen bis schwach geneigten Reflexionshorizonten hinreichend genau. Im Falle stark geneigter oder gekrümmter Reflektoren müssen zur lagerichtigen Abbildung Migrationsverfahren herangezogen werden. Diffraktionshyperbeln werden dabei auf die Streuzentren abgebildet. Die Bearbeitung der Sektion K4 vom Vernagtferner mit der Methode der Frequenz-Wellenzahl-Migration (F-K-Migration, z.B. STOLT 1978) wird hier als Beispiel in Abb. 4.37b gezeigt (JÄGER 1986).

Aus dem Vergleich mit der unbearbeiteten Registrierung folgt:

- Die Tiefenlagen des Gletscherbetts in der migrierten und in der unmigrierten Sektion stimmen im wesentlichen überein.
- Detailabweichungen ergeben sich im Teufenbereich von 80 bis 100 m, wo ein starkes Kleinrelief mit Größenordnung von 10 m existiert. Die migrierte Sektion zeigt deutlich die Existenz von subglazialen Mulden oder Rinnen, die in der Originalsektion nur angedeutet werden. Dort sind sie durch Einhüllende von Diffraktionshyperbeln mit Scheiteln in den Reliefextrema weitgehend verdeckt. Die festgestellten Tiefenabweichungen in diesem Abschnitt betragen jedoch insgesamt nur  $\pm 2$  m.
- Ein größerer Unterschied ist im steilen Bereich des Felsriegels am östlichen Rand des Profils zu beobachten. Hier wird in der Originalsektion die maximale abzulesende Neigung mit ca.  $32^\circ$  durch den Öffnungswinkel der Diffraktionshyperbel begrenzt. Die migrierte Sektion ergibt die wahre Neigung von  $36^\circ$  sowie eine räumlich verschobene Lage des Reflektors. Aus der Originalsektion liest man daher an dieser Flanke bis zu 10 m abweichende Tiefenlagen ab. Ähnliches gilt auch für den geneigten Teil des Felsuntergrundes im westlichen Teil des Profils.

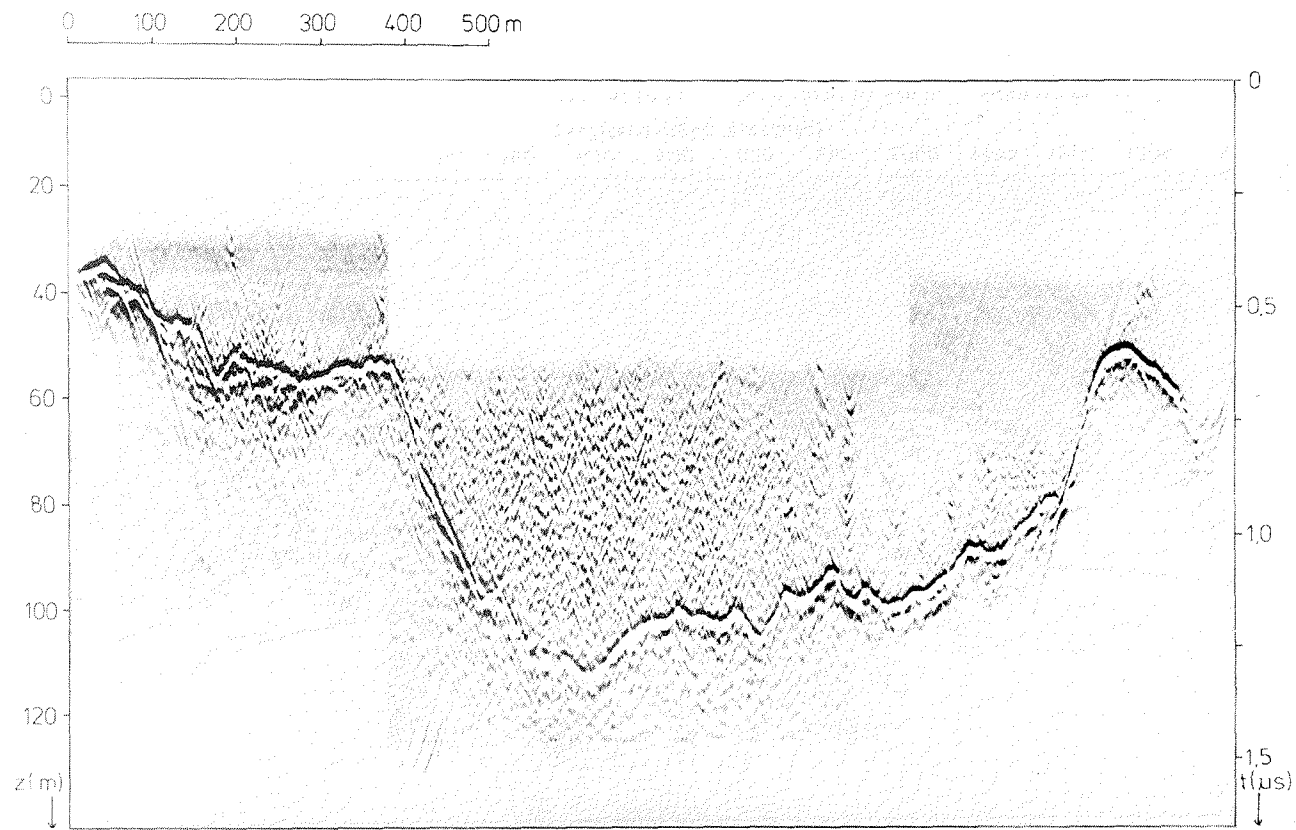


Abb. 4.37b: EMR-Kartierung K4 (migrierte Sektion)

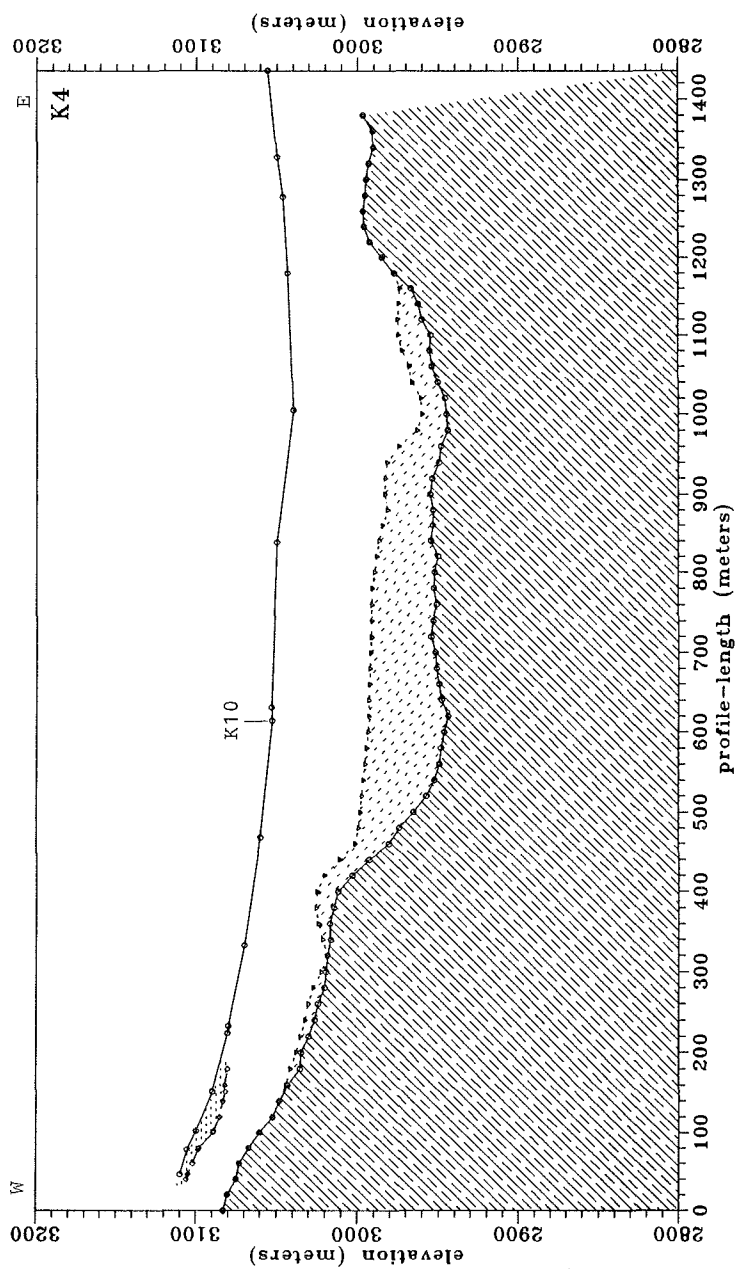


Abb. 4.37c: EMR-Kartierung K4 (vereinfachte Interpretation), Schnittpunkt mit K10 markiert

Zusammenfassend kann man sagen, daß eine Migration im Bereich steiler Horizonte und stärkeren Untergrundreliefs sinnvoll ist. Der Aufwand an Zeit und Rechenkapazität für diese Bearbeitung lohnt sich besonders für Spezialuntersuchungen, wogegen im Normalfall für schwach geneigte Horizonte eine direkte Bestimmung der Eismächtigkeiten aus EMR-Sektionen mit geringen Fehlern möglich ist.

Abb. 4.37c zeigt die vereinfachende Interpretation der Sektion Abb. 4.37a als Querschnitt durch den Gletscher (2fach überhöht). Dargestellt sind die Lage der Gletscheroberfläche und des Gletscherbetts sowie das Vorkommen einer Firnauflage von mehr als 5 m Mächtigkeit mit der Lage der wassergesättigten Firnschicht. Außerdem sind starke Häufungen von Diffraktionshyperbeln im Gletscher durch leichte Schraffur markiert.

Als weiteres Beispiel sei die Längskartierung K10 erläutert. Sie erstreckt sich über 1650 m von Nord nach Süd im wesentlichen in Fließrichtung vom Akkumulationsgebiet bis in den Bereich der Zunge. Die EMR-Registrierung ist in Abb. 4.38a und ihre vereinfachte Interpretation in Abb. 4.38b dargestellt. Die migrierte Sektion von K10 ist nicht aufgeführt, da sie keine größeren Unterschiede zur Abb. 4.38a ergibt. Deutlich erkennt man im nördlichen Bereich bis ca. 500 m Weg die geschichtete Firnauflage mit Wasserhorizonten und das stark mit Streukörpern durchsetzte Eis darunter im Akkumulationsgebiet. Die Reflexion vom Gletscherbett ist hier daher stark von Diffraktionshyperbeln überlagert. Die wassergesättigte Firnschicht läuft in einem Spaltengebiet aus, erkennbar durch einige separate Hyperbeln, deren Scheitel bis zur Oberfläche reichen. In den Spalten kann das durch den Firnsickernde Wasser abfließen. Der Verlauf der wassergesättigten Firnschicht deutet auf eine Trennung in einen nördlichen

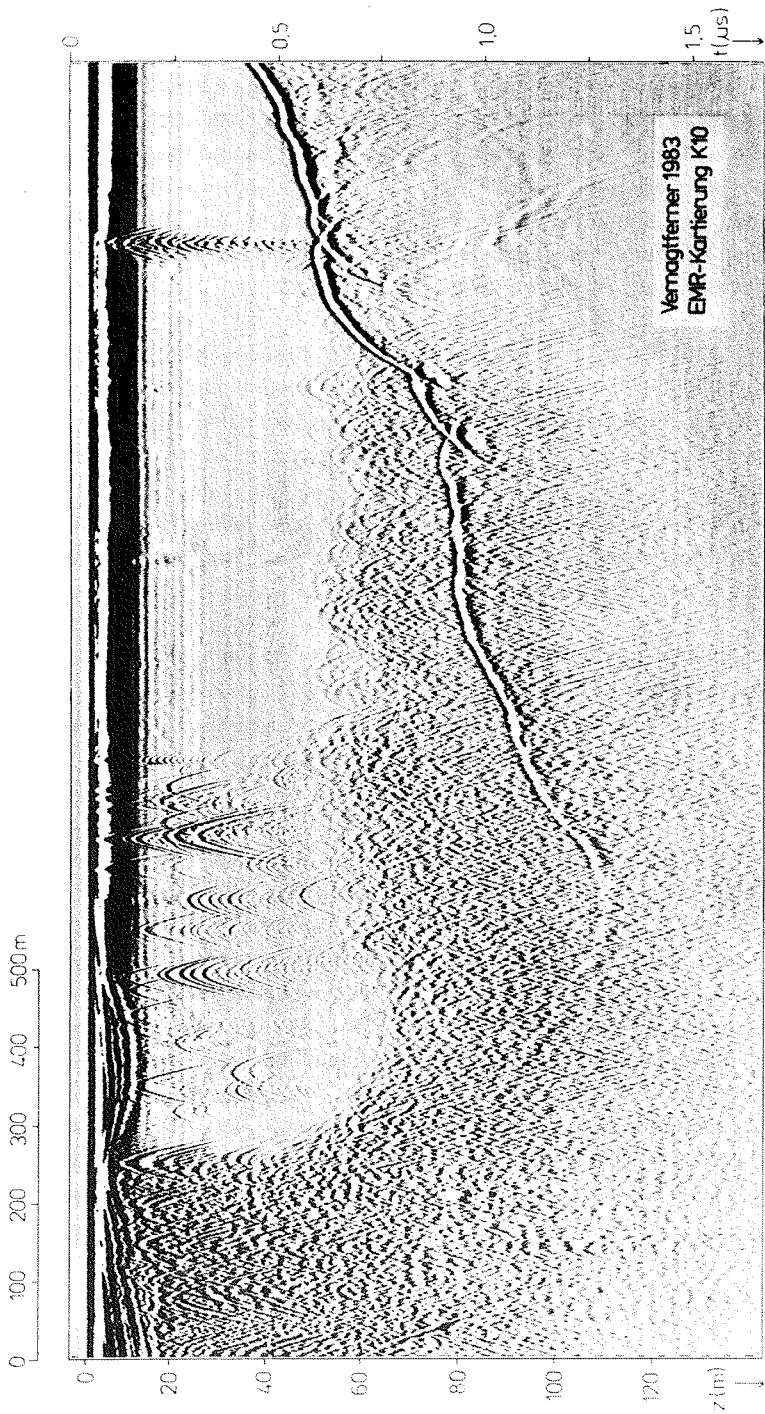


Abb. 4.38a: EMR-Kartierung K10 (Originalsektion)



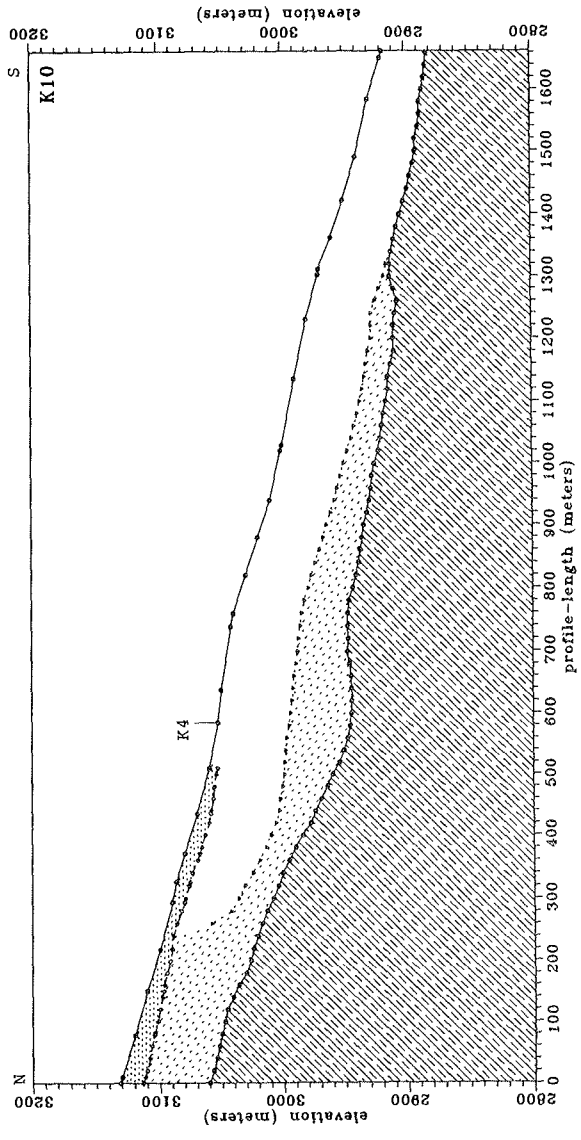


Abb. 4.38b: EMR-Kartierung K10 (vereinfachte Interpretation), Schnittpunkt mit K4 markiert

und einen südlichen Teil hin, wobei die Trennlinie durch eine starke Hyperbel (Spalte?) markiert wird. Ab hier tauchen die Inhomogenitäten von der Firn-Unterkante in einen Teufbereich von unter ca. 60 m ab. Diese Erscheinungen erlauben die Hypothese, daß es sich bei den Streuzentren hauptsächlich um Wassereinschlüsse und/oder Kanäle im Eis und höchstens in geringem Umfang um Moränenmaterial handelt. Die Reflexion vom Felsuntergrund ist südlich der Spaltenzone sehr deutlich zu erkennen. Dies ist die Folge von hohen Reflexionskoeffizienten, die durch die stärkere Wasserführung am Gletscherbett in diesem Gebiet erklärt werden können. Mit dem weiteren Ausdünnen des Eises im Zungenbereich verschwinden die Streuzentren bis auf wenige.

Damit sind die wesentlichen typischen Merkmale der EMR-Kartierungen auf dem Vernagtferner dargestellt.

#### 4.4.3.3 Vergleich des Profils K10 mit einer früheren EMR-Messung

Bereits im Juli 1980 wurde eine längere EMR-Kartierung (L-Profil) auf dem Vernagtferner gemessen, deren Lage mit einem Teil des Profils K10 identisch ist. Obwohl seinerzeit die Aufnahmetechnik und insbesondere der Impulsgenerator nicht den hohen Entwicklungsstand von 1983 aufwies, ließ sich diese EMR-Sektion in annähernd gleichem Maßstab darstellen wie K10. Damit besteht die Möglichkeit, stationäre und nicht-stationäre Zustände im Innern des Gletschers nachzuweisen. Abb. 4.39 zeigt die Profile L und K10 (Ausschnitt) im Vergleich. Der Verlauf der wassergesättigten Firnschicht ist qualitativ gleichgeblieben und zeigt auch im L-Profil die charakteristische Zweiteilung.

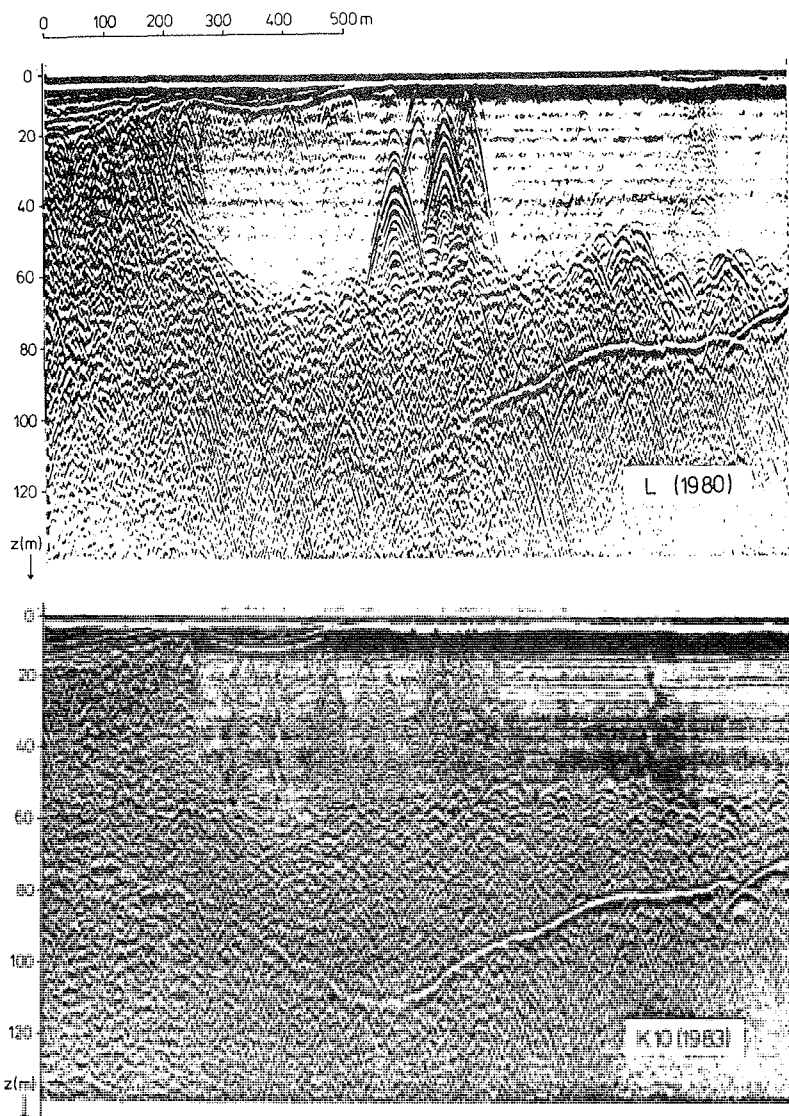


Abb. 4.39: Originalsektionen L (1980) und K10 (1983) im Vergleich

Im Eis unter dem südlichen Teil der wassergesättigten Firnschicht erscheinen 1983 mehrere zusätzliche Diffraktionshyperbeln, die zum Teil durch außerhalb des Profils gelegene Spalten hervorgerufen werden. Die Spaltenzone am Ende der wassergesättigten Firnschicht ist nahezu ortsfest, wenn auch im Detail sehr verändert, wobei die Diffraktionshyperbeln 1980 stärker sind als 1983. Da das L-Profil während der Schmelzperiode gemessen wurde, werden die Spalten durch abfließendes Schmelzwasser mit einem höheren Reflexionskoeffizienten abgebildet.

Die Reflexion vom Gletscherbett im nördlichen Gletscherteil wird bei der Messung 1980 fast völlig von Streueffekten aus dem Innern des Eises überdeckt. Dies deutet auf die jahreszeitlich bedingte Öffnung der intraglazialen Kanäle (RÖTHLISBERGER 1972, ENGELHARDT 1978) hin, deren Streuamplitude mit dem Durchmesser ansteigt. Im südlichen Bereich des Gletschers treten im L-Profil an der Oberfläche eine veränderte Bodenwelle und zahlreiche kleine Streufiguren auf. Diese sind auf die Sättigung des Schnees mit Schmelzwasser (Sumpf) zum Zeitpunkt der Messung zurückzuführen.

Das Muster der Diffraktionen im untergrundsnahen Bereich hat sich stark verändert, eine Korrelation, aus der man eventuell eine Fließgeschwindigkeit ableiten könnte, läßt sich über diesen langen Zeitraum i.allg. nicht mehr zuverlässig durchführen. Insgesamt haben die jahreszeitlich bedingten Veränderungen der Wasserführung einen großen Einfluß auf die Ergebnisse der EMR-Registrierung. Um die zeitliche Entwicklung eines Gletschers bezüglich seiner inneren Struktur mit dem EMR-Verfahren zu verfolgen, erscheint eine jährliche Beobachtung jeweils vor Beginn der Schmelzperiode sinnvoll.

#### 4.4.3.4 Vergleiche von EMR-Ergebnissen mit Bohrdaten

Die Mächtigkeit des Vernagtferners im Akkumulationsbereich wurde 1979 durch eine Kernbohrung mit abschließender Thermo-  
bohrung ermittelt (s. Abschn. 4.1), deren Bezugsniveau sich  
leider nicht mehr genau rekonstruieren läßt. Diese Bohrung  
in der Nähe der Kartierung K1 ergab eine Mächtigkeit von  $h = 89,7$  m. Der nächstgelegene Meßwert einer EMR-Registrierung  
(1983), etwa 60 m entfernt, ergibt  $h = 88$  m, was in Anbe-  
tracht der zeitlichen und räumlichen Entfernung eine gute  
Übereinstimmung bedeutet.

Mit einem Heißwasserbohrer der Forschungsstelle für physika-  
lische Glaziologie wurden in der Nähe des Kreuzungspunktes  
der Profile K4 und K10 mehrere Löcher bis zum Felsuntergrund  
gebohrt und inklinometrisch vermessen (ENGELHARDT 1985,  
pers. Mitt.). Die Schneeoberfläche (Juli 1985) liegt etwas  
unter dem Niveau zum Zeitpunkt der EMR-Messung (März 1983).  
Die Bohrung am Profil-Kreuzungspunkt liefert eine Eismäch-  
tigkeit von  $h = 104,7$  m bei einer Oberflächenhöhe von  $z = 3052,5$  m. Das EMR-Verfahren ergibt hier  $h = 106,0$  m bei  $z = 3053,0$  m. Die Lage des Gletscherbetts differiert im Ver-  
gleich nur um 0,8 m. Die Übereinstimmung der EMR-Messung mit  
der Bohrung an diesem Punkt ist also exzellent und bestätigt  
die erwartete Genauigkeit des EMR-Verfahrens auf Gletschern  
von  $\pm 1$  m.

#### 4.4.3.5 Vergleich mit seismischen Messungen

Die großräumige Aufnahme eines Gletscherbetts ist nur mit  
geophysikalischen Verfahren in sinnvoller Zeit zu bewerk-  
stelligen. Bis vor kurzem galt die Refraktionsseismik hierzu  
als geeignetste Methode, und so beruht auch eine 1972 her-  
ausgegebene Karte des Gletscherbetts von Vernagt- und Gus-

larferner auf Ergebnissen der Seismik. Die Arbeiten hierzu wurden 1967 und 1968 von H. Miller durchgeführt (MILLER 1971).

Für einen Vergleich der Ergebnisse von Refraktionsseismik und EMR wurde ein Profilabschnitt der Seismik (Seismikprofil H) mit einer EMR-Kartierung (K12) nachgemessen. Die jeweiligen Ergebnisse für die Lage des Gletscherbetts sind in Abb. 4.40 dargestellt.

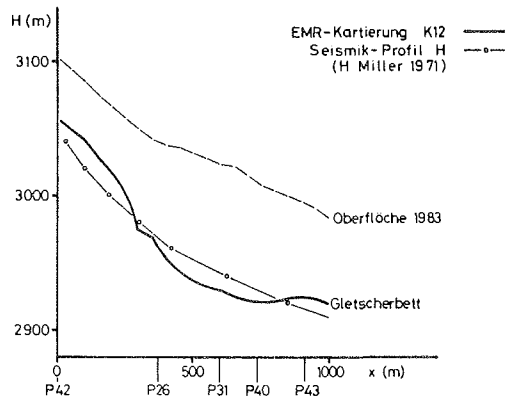


Abb. 4.40: Ergebnisse von EMR und Refraktionsseismik im Vergleich

Der Verlauf des Felsuntergrundes stimmt bei beiden Verfahren im Mittel gut überein. Während jedoch die Refraktionsseismik über größere Strecken mittelt, kann das hochauflösende EMR-Verfahren auch kleinere Details abbilden. Daher differiert die Höhenlage des Gletscherbetts teilweise um 20 m. Eine Schwelle (Punkt 43), die für das Fließverhalten des Gletschers Bedeutung haben könnte, wird vom EMR deutlich darge-

stellt, während die Refraktionsseismik hier ein leichtes Gefälle ergibt. Die zu beobachtende Tendenz der Refraktionsseismik, mittelnd über größere Bereiche zu arbeiten, liegt in der Art des Meßverfahrens begründet. Im Vergleich mit den EMR-Messungen kann die Genauigkeit der Refraktionsseismik auf temperierten Gletschern mit  $\pm 20$  m abgeschätzt werden.

#### 4.4.3.6 Darstellung des Gletscherbetts in Kartenform

Die EMR-Kartierungen des Jahres 1983 decken einen großen Bereich des Vernagtferners ab, wobei die Oberfläche des Gletschers im Bereich der Profile geodätisch eingemessen wurde. Auf dieser Basis lassen sich Eismächtigkeit und Gletscherbett in der Fläche durch Isolinien darstellen. Da das Relief des Untergrunds nur auf den Profilen genau bekannt ist, werden sich bei einer Interpolation abseits davon größere Abweichungen einstellen können. Aus diesem Grunde erschien eine Darstellung mit 20 m Äquidistanz angemessen.

Die Höhenwerte für Oberfläche und Gletscherbett mit ihren Koordinaten sowie eine Reihe Randpunkte mit der Eismächtigkeit Null (aus der Orthophotokarte 1979) dienten als Datenbasis für ein FORTRAN-Programm, mit dem die Isolinien für Eismächtigkeit und Gletscherbett erzeugt wurden. Insbesondere in der Nähe von Profil-Kreuzungen ergaben sich sehr stark ausschwingende Schichtlinien, die durch Parameter im Programm sowie eine Nachbearbeitung von Hand zu einer realistischen Darstellung geglättet wurden. Als Anhaltspunkt für die Zuverlässigkeit der Daten sind die Lage der Profillinien mit in die Karten eingezeichnet. Im nordwestlichen Teil des Vernagtferners, der nur mit einer EMR-Kartierung (K7) belegt wurde, ist die Festlegung des Gletscherbetts aufgrund starker Überlagerung mit Diffraktionen nicht ganz eindeutig. Wegen der bestehenden Unsicherheit sind die entsprechenden

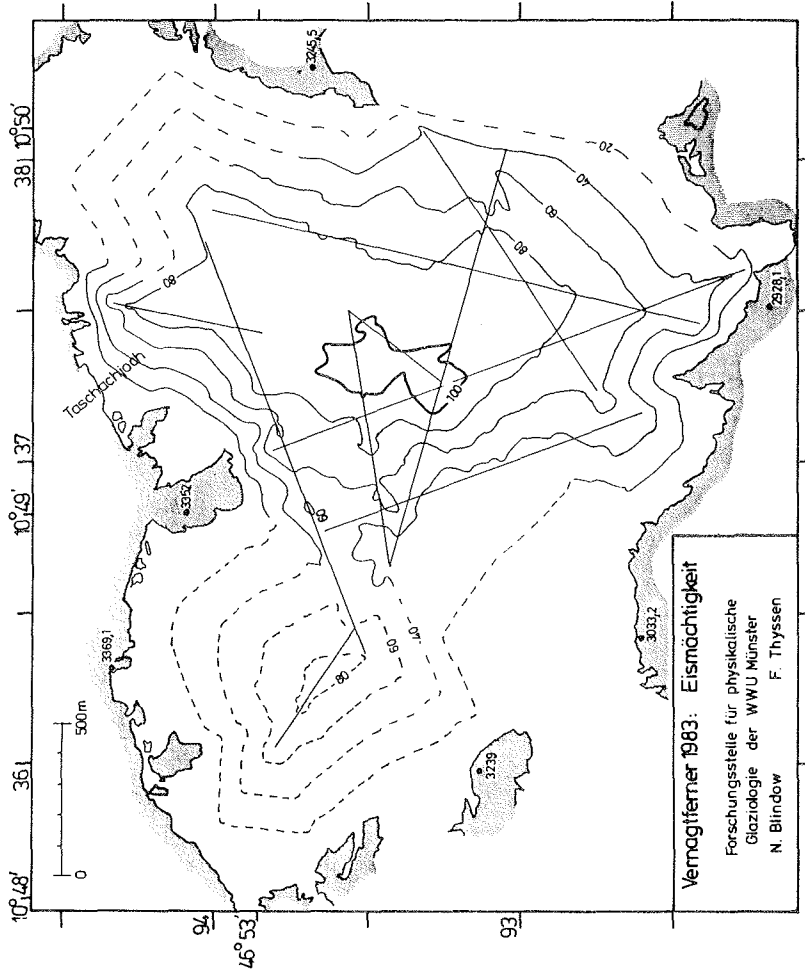


Abb. 4.41: Eismächtigkeit des Vernagtferners nach EMR-Verfahren



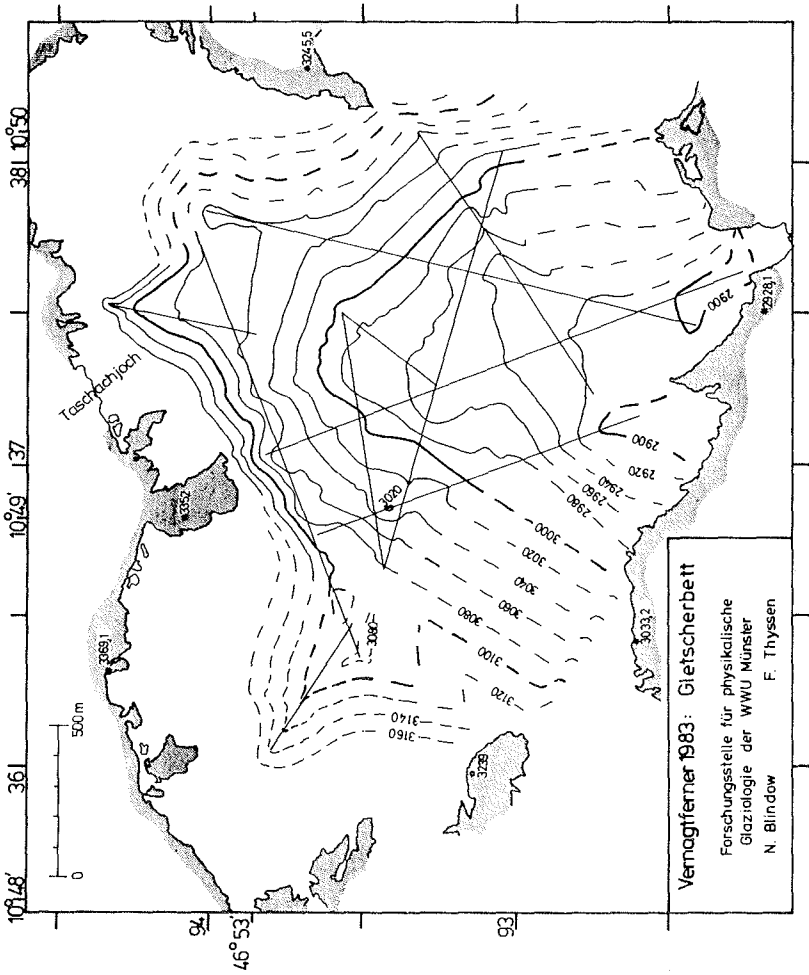
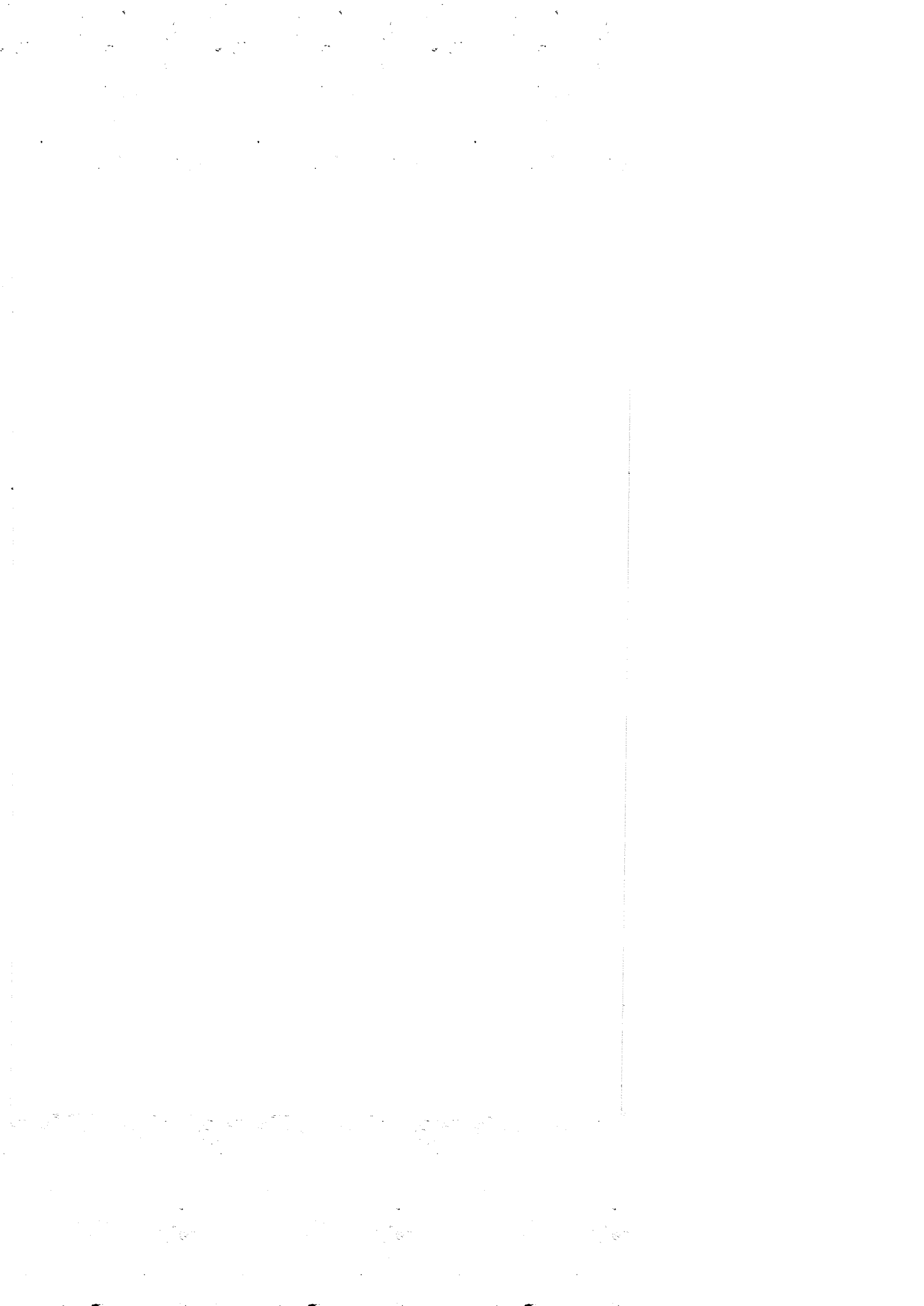


Abb. 4.42: Gletscherbett des Vernagtferners nach EMR-Verfahren

Isolinien gestrichelt gezeichnet. Die Karten wurden im Maßstab 1:10000 erstellt. Sie sind in Abb. 4.41 (Eismächtigkeit) und Abb. 4.42 (Gletscherbett) verkleinert wiedergegeben.

Die Ergebnisse der Refraktionsseismik (Karte Vernagtferner 1969, Kommission für Glaziologie der Bayrischen Akademie der Wissenschaften) werden im wesentlichen bestätigt. Die hier vorgelegte Karte zeigt jedoch im Detail erhebliche Unterschiede im Verlauf der Höhenschichtlinien des Gletscherbetts. In Hinblick auf das bekannte Surge-Verhalten des Vernagtferners ist eine genauere Kenntnis des Gletscherbetts für Modellrechnungen wünschenswert. Daher ist für die Zukunft eine Verdichtung der EMR-Profile anzuraten.





Zitierte Literatur

Veröffentlichungen, die im Rahmen oder in Zusammen-  
arbeit des Teilprojekts A 1 entstanden,  
sind durch \*\* gekennzeichnet

- AELLEN, M.: Niederschlagsbestimmung im vergletscherten Hochgebirge. Der Niederschlag in der Schweiz Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie Nr. 31, 97-105 (1985)
- AMBACH, W.: Über den nächtlichen Wärmeumsatz der gefrorenen Gletscheroberfläche. Archiv Met., Geoph. und Biokl., Serie A, Bd. 8, 411-426, Wien (1955)
- AMBACH, W. & EISNER, H.: Neue Ergebnisse von Messungen der Gesamt-Beta-Aktivität in Tiefenprofilen am Kesselwandferner (Ötztaler Alpen). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 16, 131-133, Innsbruck (1980).
- AMBACH, W. & JOCHUM, O.: Zur Dispersion im offenen Gerinne: Einfluß von Randzonen bei Gletscherbächen; Z. Gletscherkde. Glazialgeol. 9, 181-188, Innsbruck (1973)
- AMBACH, W., BEHRENS, H., BERGMANN, H., MOSER, H.: Markierungsversuche am inneren Abflußsystem des Hintereisferners (Ötztaler Alpen). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 137-145, Innsbruck (1972)
- AMBACH, W., EISNER, H., THATCHER L. L.: Tritium content in the firn layers of an Alpine glacier. Com. Snow and Ice, Gen. Assembly Bern, 1967. IAHS-Publ. No. 79, 126-134, (1968)
- AMBACH, W., EISNER, H., PRANTL, F., URL, M.: Zum Abbau radioaktiver Spaltprodukte im Firn eines Alpengletschers. Archiv f. Met., Geoph. u. Bioklim., Serie A, Bd. 20, 277-288, Wien (1971)
- AMBACH, W., EISNER, H., URL, M.: Seasonal variations in the tritium activity of run-off from an alpine glacier (Kesselwandferner, Oetztal Alps, Austria). IAHS/AIHS: Publ. No. 95, 199-204, (1973)
- AMBACH, W., ELSÄSSER, M., BEHRENS, H. und MOSER, H.: Studie zum Schmelzwasserabfluß aus dem Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers (Hintereisferner, Ötztaler Alpen). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 10, 181-187, Innsbruck (1974)
- AMBACH, W., EISNER, H., ELSÄSSER, M., LÖSCHHORN, U., MOSER, H., RAUERT, W., STICHLER, W.: Deuterium, tritium and gross-beta-activity investigations on Alpine Glaciers (Oetztal Alps). J. Glaciology 17, 383-400, Cambridge (1976)
- AMBACH, W., LÖSCHHORN, U., MOSER, H., RAUERT, W., STICHLER, W.: Deuterium- und Tritiumgehalte im Gletscherabfluß und Witterungsverlauf; Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 31, 58/1-58/10, Wien (1978a)

AMBACH, W., BLUMTHALER, M., EISNER, H., KIRCHLECHNER, P., SCHNEIDER, H., BEHRENS, H., MOSER, H., RAUERT, W., BERGMANN, H.: Untersuchungen der Wassertafel am Kesselwandferner (Ötztaler Alpen) an einem 30 Meter tiefen Firnschacht. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 14, 61-71, Innsbruck (1978b)

AMBACH, W., KIRCHLECHNER, P., MOSER, H., STICHLER, W.: Seasonal variations of deuterium concentration in runoff from a glacierized basin. J. Hydrol. Sci. 27, 1,3, 29-34 (1982)

\*\* BAKER, D., ESCHER-VETTER, H., MOSER, H., OERTER, H., REINWARTH, O.: A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. Hydrological aspects of alpine and high-mountain areas. IAHS Publ. No. 138, 103-112 (1982)

\*\* BAKER, D., MOSER, H., OERTER, H., STICHLER, W., REINWARTH, O.: Comparison of the  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  content of ice cores from a temperate Alpine glacier (Vernagtferner, Austria) with climatic data. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 21, 389-395, Innsbruck (1985)

BAUCH, W., CAESPERLEIN, A., EULER, G., JOHANNSEN, H.H., LIEBSCHER, H., MANIAK, U., PHILIPPI, R., ROSEMAN, H.-J., SCHRÖDER, R. SCHULTZ, G.: Deterministische Verfahren. Deutsche Forschungsgemeinschaft: Internationale Hydrologische Dekade, Theoretische Hydrologie H. 2 (1975)

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G.: Der Wasserhaushalt der Alpen. München-Wien: Oldenbourg (1983)

BEHRENS, H.: Untersuchungen zum quantitativen Nachweis von Fluoreszenzfarbstoffen bei ihrer Anwendung als hydrologische Markierungsstoffe. Geol. Bavarica 64, 120-131, München (1971)

BEHRENS, H.: Eine verbesserte Nachweismethode für Fluoreszenzindikatoren und ihre Anwendung zur Feststellung von Fließwegen im Grundwasser. Z. dt. geol. Ges. 124, 535-544 (1973)

BEHRENS, H. & ZUPAN, M.: Methodik und Ergebnisse der Direktmessung der Fluoreszenztracer; in: Markierung unterirdischer Wässer - Untersuchungen in Slowenien 1972-1975; Steirische Beitr. zur Hydrogeologie 28, 125-149, Graz (1976)

BEHRENS, H., BERGMANN, H., MOSER, H., RAUERT, W., STICHLER, W., AMBACH, W., EISNER, H., PESSL, K.: Study of the discharge of alpine glaciers by means of environmental isotopes and dye tracers. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 7, 79-102, Innsbruck (1971)

BEHRENS, H., MOSER, H., RAUERT, W., AMBACH, W.: Abflußmessungen in einem vergletscherten Einzugsgebiet mit Hilfe der Tracerverdünnungsmethode; Zbornik Meteoroloskih i Hidroloskih Radova 5, 222-334 (1974)

BEHRENS, H., BERGMANN, H., MOSER, H., AMBACH, W., JOCHUM, O.: On the water channels of the internal drainage system of the Hintereisferner, Oetztal Alps, Austria. *J. Glaciology*, 14, 375-382, Cambridge (1975)

BEHRENS, H., LÖSCHHORN, U., AMBACH, W., MOSER, H.: Studie zum Schmelzwasserabfluß aus dem Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers (Hintereisferner, Ötztaler Alpen). *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 12, 69-74, Innsbruck (1976)

BEHRENS, H., MOSER, H., OERTER, H., BERGMANN, H., AMBACH, W., EISNER, H., KIRCHLECHNER, P., SCHNEIDER, H.: Neue Ergebnisse zur Bewegung des Schmelzwassers im Firnkörper des Akkumulationsgebietes eines Alpengletschers (Kesselwandferner - Ötztaler Alpen). *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 15, H. 2, 219-228, Innsbruck (1979a)

BEHRENS, H., MOSER, H., OERTER, H., RAUERT, W., STICHLER, W., AMBACH, W., KIRCHLECHNER, P.: Models for the runoff from a glacierized catchment area using measurements of environmental isotope contents. In: *Isotope Hydrology 1978*, Vol II, 829-846, IAEA, Wien (1979b)

BEHRENS, H., OERTER, H., REINWARTH, O.: Ergebnisse von Markierungsversuchen mit Fluoreszenzfarbstoffen am Vernagtferner in den Jahren 1974-1978. In: *Beitr. über hydrol. Tracermethoden u. ihre Anwendungen. Ges. f. Strahlen- und Umweltforschung*, München: GSF-Bericht R 290, 402-424, Neuherberg (1982a)

\*\* BEHRENS, H., OERTER, H., REINWARTH, O.: Results of tracer experiments with fluorescent dyes on Vernagtferner (Oetztal Alps, Austria) from 1974 to 1982. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 18, 69-87, Innsbruck (1982b)

BELKE, D.: Tabellen des Kolmogorow-Smirnow-Anpassungstests für vollständig und unvollständig spezifizierte Nullhypothesen. In: *Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. Schriftenreihe des DVWK. Heft 46*, 69-93, Hamburg (1980)

\*\* BERGMANN, H. & REINWARTH, O.: Die Pegelstation Vernagt-bach (Ötztaler Alpen). Planung, Bau und Meßergebnisse. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 12, 157-180, Innsbruck (1976)

BERNER, W., STAUFFER, B., OESCHGER, H.: Dynamic glacier flow model and the production of internal meltwater. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 13, 209-217, Innsbruck (1977)

BERRI, B.L. & GOLUBEV, G.N.: Application test of resistivity in glacier hydrology. *Academy of Sciences of the USSR, Soviet Geophys. Committee: Data Glac. Studies* 25, 96-105 (1975)



BRUNNER, K. & RENTSCH, H.: Die Änderung von Fläche, Höhe und Volumen am Vernagt- und Guslarferner von 1889-1912-1938--1969. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 11-25, Innsbruck (1972)

BURKIMSHER, M.: Investigations of glacier hydrological systems using dye tracer techniques: observations at Pasterzengletscher, Austria. J. Glaciology 29 (103), 403-416, Cambridge (1983)

CAMPBELL, W. J. & RASMUSSEN, L.A.: The production, flow and distribution of melt water in a glacier treated as a porous media. IAHS Publ. No. 95, 11-27 (1973)

COLBECK, S.C.: A theory of water percolation in snow. J. Glaciology 11, 369-396, Cambridge (1972)

COLLINS, D.N.: Hydrology of an alpine glacier as indicated by the chemical composition of meltwater. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 13, 219-238, Innsbruck (1977)

DENOTH, A., SEIDENBUSCH, W., BLUMTHALER, M., KIRCHLECHNER, P., AMBACH, W., COLBECK, S.C.: Study of water drainage from columns of snow. CRREL: Report 79-11 (1979)

DERIKX, L.: Glacier discharge simulated by ground-water analogue. IAHS Publ. No. 95, 29-40 (1973)

DEUTSCH, S., AMBACH, W., EISNER H.: Oxygen isotope study of snow and firn on an Alpine glacier. Earth Planet. Sci. Lett 1, 197-201 (1966)

DIRMHIRN, I. & TROJER, E.: Albedountersuchungen auf dem Hintereisferner. Archiv Met. Geophys. u. Bioklim. Ser. B., Bd. 6, 400-416, Wien (1955)

DIX, C.H.: Seismic velocities from surface measurements. Geophysics 20, 68-86 (1955)

\*\* DROST, W. & HOFREITER, G.: Natural gamma logging of borehole I on Vernagtferner (Oetztal Alps, Austria). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 49-54, Innsbruck (1982)

DYCK, S. & PESCHKE, G.: Grundlagen der Hydrologie, Berlin (1983)

EBNER, H. & EDER, K.: Digitale Höhenmodelle heute und morgen. Mitteilungsblatt Dt. Verein f. Vermessungswesen, Bayern, 11-28, München (1984)

EBNER, H., HOFMANN-WELLENHOF, B., REISS, P., STEIDLER, F.: A Minicomputer program package for height interpolation by finite elements. Int. Archives of Photogrammetry 23 (B4), 202-215 (1980)

EICHINGER, L., FORSTER, M., RAST, H., RAUERT, W., WOLF, M.: Experience gathered in low-level measurement of tritium in water. Low-Level Tritium Measurement. IAEA-TECDOC-264, 43-64 Vienna (1981)

EISNER, H.: Bestimmung der Firnrücklagenverteilung im Akkumulationsgebiet des Kesselwandferners (Ötztaler Alpen) durch Messung der Gesamt-Beta-Aktivität von Bohrproben. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 7, 67-78, Innsbruck (1971)

ENGELHARDT, H.: Water in glaciers: Observations and theory of the behaviour of water levels in boreholes. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 14, 35-60, Innsbruck (1978)

\*\* ESCHER-VETTER, H.: Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnungen zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. Wiss. Mitt. Met. Inst. München, Nr. 39 (1980a)

\*\* ESCHER-VETTER, H.: Energiehaushalt und Abfluß eines Alpengletschers (Vernagtferner/Ötztaler Alpen). Société Météorologie de France. XVIème Congrès Internat. des Météorologie Alpine, 267-271, AIX-les-Bains (1980b)

\*\* ESCHER-VETTER, H.: Energiehaushalt und Abfluß des Vernagtferners: Ergebnisse für die Ablationsperiode 1980. Dt. Wetterdienst, Offenbach: 17. Int. Tagung f. Alpinmeteorologie, 21.-25.9.1982, Berchtesgaden. 266-269 (1982)

\*\* ESCHER-VETTER, H.: Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetztal Alps, Annals of Glaciology 6, 158-160, Cambridge (1985a)

\*\* ESCHER-VETTER, H.: Energy balance calculations from five years' meteorological records at Vernagtferner, Oetztal Alps. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 21, 397-402, Innsbruck (1985b)

FINSTERWALDER, R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscher-rückgangs an Ostalpengletschern. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 2, 189-239, Innsbruck (1953)

FINSTERWALDER, R.: Measurement of glacier variations in the Eastern Alps, particularly in the Gurgl Area. Com. o. Snow and Ice, Symp. of Obergurgl 1962, IAHS Publ. No. 58, 7-15 (1962)

FINSTERWALDER, Rüd.: Begleitwort zur Karte des Vernagtferners 1: 10 000 vom Jahre 1969. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 5-10, Innsbruck (1972)

FINSTERWALDER, Rüd. & RENTSCH, H.: Zur Höhenänderung von Ostalpengletschern im Zeitraum 1969-1979. Zeitschrift f. Gletscherk. u. Glazialgeol., 16, Heft 1, 111-115, Innsbruck (1980)

FINSTERWALDER, S.: Der Vernagtferner. Wiss. Ergänzungsh. z. Z. Deutsch. u. Österr. Alpenverein 1, 5-96 (1897)

FLIRI, F.: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck (1975)

FÖHN, P.M.B.: Besonderheiten des Schneesiederschlags. Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie Nr. 31, 87-96 (1985)

GAROTTA, R. & MICHON, D.: Continuous analysis of velocity function and move out correction. Geophys. Prosp. 15, 584-597 (1967)

GILLET, F.: Steam, hot-water and electrical thermal drills for temperate glaciers. J. Glaciology 14, 171-179, Cambridge (1975)

GOLUBEV, G.N.: Analysis of the run-off and flow routing for a mountain glacier basin. IAHS/AIHS: Publ. No. 95, 85-94 (1973)

\*\* GOOD, W.: Structural investigations of snow and ice on core III from the drilling on Vernagtferner, Austria, in 1979. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 53-64, Innsbruck (1982).

GUDMUNDSON, G., SIGBJARNARSON, G: Analyses of glacier run-off and meteorological observations. J. Glac. 11, 63, 303-318, Cambridge (1972)

\*\* GUNTEN, H.R. v., RÖSSLER, E., GÄGgeler, H.: Dating of ice cores from the Vernagtferner (Austria) with fission products and Lead-210. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 37-45, Innsbruck (1982).

HAEBERLI, W. & RÖTHLISBERGER, H.: Beobachtungen zum Mechanismus und zu den Auswirkungen von Kalbungswellen am Gruben-gletscher (Saartal, Schweiz). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 11, 203-220, Innsbruck (1975)

HAVLIK, D.: Ein Beitrag zum Jahresgang der vertikalen Niederschlagsverteilung in den Alpen. 13. Int. Tagung f. Alpine Meteorologie St. Vincent 1974, Rivista Italiana di Geofisicae Science Affini, Vol. I, 108-114, (1975)

HENNEMUTH, B., OBERLE, H.J., FREYTAG, C.: An error analysis of the double-theodolite pibal method with examples from the slope-wind experiment Innsbruck 1978. Contr. Atm. Phys. 53, 336-350 (1980)

HEERMANN, A., LEHRER, M., STICHLER, W.: Isotope input into runoff systems from melting snow covers. Nordic Hydrology, 12, 309-318, Lyngby, Dänemark (1981)

- HESS, H.: Der Stausee des Vernagtferners im Jahre 1848. Z. Gletscherk. 11, 28-33, Innsbruck (1918)
- HESS, H.: Winterwasser der Gletscherbäche. Petermanns Geogr. Mitt. 52, 59-64 (1906)
- HODGE, S.M.: Direct measurements of basal water pressures: A pilot study. J. Glaciology 16, 205-218, Cambridge (1976)
- HOFMANN, G.: Zum Abbau der Schneedecke. Arch. Met. Geophys. Biokl. Ser. B, Bd. 13, 1-20, Wien (1965)
- HOFMANN, W.: Der Vorstoß des Nisqually-Gletschers am Mt. Rainier, USA von 1952-1956. Z. Gletscherk. Glazialgeol., Bd. IV, H. 1-2, 47-60, Innsbruck (1958)
- HOINKES, H.: Beiträge zur Kenntnis des Gletscherwinds. Archiv Met. Geophys. Bioklim., Serie B 6, 36-53, Wien (1955)
- HOINKES, H.: Surges of the Vernagtferner in the Ötztal Alps since 1599. Canadian J. Earth Science 6, No.4, 853-861 (1969)
- HOINKES, H.: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 6, 37-90, Innsbruck (1970)
- HOINKES, H. & LANG, H.: Winterschneedecke und Gebietsniederschlag 1957/58 und 1958/59 im Bereich des Hintereis- und Kesselwandferners (Ötztaler Alpen). Arch. Met. Geophys.. Bioklim. Ser. B 11, 424-446, Wien (1962)
- HOWORKA, F.: A steam operated ice drill for the installation of ablation stakes on glaciers. J. Glaciology 5, 749-750, Cambridge (1965)
- Hydrographisches Jahrbuch von Oesterreich 1961 ff. Hydrographisches Zentralbüro im Bundesministerium f. Land- und Forstwirtschaft, Wien (1962 ff)
- IAEA: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, 1983 Edition, Wien (1983)
- IKEN, A.: Schwankungen der Oberflächengeschwindigkeit des White Glacier, Axel Heiberg Island, im Zusammenhang mit Schwankungen der Wasserführung von Gletscherbächen und des Wasserdruckes in Gletschermühlen. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 9, 207-219, Innsbruck (1973)
- JÄGER, B.: Wellenzahl-Frequenz-Migration von EMR-Kartierungen. Diplomarbeit Institut für Geophysik der WWU Münster (1986) (unveröffentlicht)

JENSEN, H. & LANG, H.: Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss Alps. The role of snow and ice in hydrology. Proc. Symp. Banff 1972, Vol.2, 1045-1051, (1972)

JOCHUM, O.: Glazialhydrologische Untersuchungen mit der Farbverdünnungsmethode. Diss. Univ. Innsbruck (1973)

KASSER, P. & RÖTHLISBERGER, H.: Some problems of glacier mapping experienced with the 1:10000 map of the Aletsch glacier. Canad. J. Earth Sciences 3 (6), 799-809 (1966)

KASSER, P.: Fluctuation of glaciers 1965-1970 (Vol. II). Paris: IAHS-UNESCO (1973)

\*\* KIESLE, H.: Albedountersuchungen an einem Gletscher mit Hilfe von Schwarzweißphotographien. Dt. Wetterdienst, Offenbach: 17. Int. Tagung f. Alpinmeteorologie, 21.-25.9.1982, Berchtesgaden. 284-286 (1982)

KLEBELSBERG, R.v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Erster Band: Allgemeiner Teil. Wien: Springer (1948)

KÖHLER, M.: Ein geodätischer Beitrag zur Erfassung und Darstellung des Verzerrungsverhaltens von Eisflächen unter Anwendung der Kollokationsmethode. Deutsche Geodätische Kommission bei der BAdW Reihe C Heft 318, München (1986)

Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften (Hrsg.): Vernagtferner 1:10000, Gletscherbett und geologische Übersicht. Beilage Z. Gletscherk. Glazialgeol. 8, Innsbruck (1972)

KRIMMEL, R.M., TANGBORN, W.V., MEIER, M.F.: Water flow through a temperate glacier. WHO: Proc. Symp. on the role of snow and ice in hydrology, Banff. Vol. 1, 401-416 (1972)

KRUSEMANN, G.P. & DE RIDDER, N.A. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Int. Inst. f. Land Reclamation and Improvement: Bulletin 11, 4. Aufl. Wageningen (1979)

KUBAT, O.: Die Niederschlagsverteilung in den Alpen mit besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung. Alpenkundliche Studien X. Veröffentlichung der Universität Innsbruck 73 (1972)

KUHN, M.: Climate and Glacier. IAHS Publ. No. 131, 3-20 (1981)

KUHN, M., KASER, G., MARKL, G., WAGNER, H. P., SCHNEIDER, H.: 25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner. Inst. f. Met. und Geophys., Univers. Innsbruck (1979)

KUHN, M., MARKL, G., KASER, G., NICKUS, U., OBLEITNER, F., SCHNEIDER, H.: Fluctuations of climate and mass balance: Different response of two adjacent glaciers. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 21, 409-416, Innsbruck (1985)

KUHN, M., NICKUS, V., PELLET, F.: Die Niederschlagsverhältnisse im inneren Ötztal. 17. Tagung f. Alpine Meteorologie, Berchtesgarden, 21.-25.9.1982 (Hrsg.: Deutschen Wetterdienst), 235-237, Offenbach (1982)

LANG, H.: Hydrometeorologische Ergebnisse aus Abflussmessungen im Bereich des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1957 bis 1959. Arch. Met. Geophys. Bioklim., Ser.B 14, 280-302, Wien (1966)

LANG, H.: Über den Tagesgang im Gletscherabfluß. Veröff. Schweiz. Met. Zentralanst. 4, 32-38 (1967)

LANG, H.: Variation in the relation between glacier discharge and meteorological elements. IAHS/AIHS: Publ. No. 95, 85-94 (1973)

LANG, H.: Einige Angaben zum Mesoklima im Gletscherbereich im Hinblick auf hydrologisch-glaziologische Berechnungen. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Mitt. Nr. 41, 155-167 (1979)

LANG, H.: Höhenabhängigkeit der Niederschläge. Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie, Bd. 31, 149-157 (1985)

LANG, H. & SCHÄDLER, B.: Wasserhaushalt und Wärmehaushalt. Wasser, Energie, Luft - eau, energie, air, Heft 9, 72. Jg., 284-289 (1980)

LANG, H., LEIBUNDGUT, C., FESTEL, E.: Results from tracer experiments on the water flow through the Aletschgletscher. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 15, 209-218 (1979)

LANG, H., SCHÄDLER, B., DAVIDSON, G.: Hydroglaciological investigations on the Ewigschneefeld - Gr. Aletschgletscher. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 12, 109-124, Innsbruck (1976)

LANSER, O.: Beiträge zur Hydrologie der Gletschergewässer. Schriftreihe Österr. Wasserwirt. Verb. Nr. 38 (1959)

LAUFFER, I.: Das Klima von Vent. Diss. Univers. Innsbruck. (1966)

LAUSCHER, A. & LAUSCHER, F.: Die Zeitpunkte größter Schneehöhe in den Ostalpenländern. Wetter und Leben, Jahrgang 27. 26-30, (1975)

LLIBOUTRY, L.: General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. J. Glaciology 7, 21-58, Cambridge (1968)

LLIBOUTRY, L.: Permeability, brine content and temperature of temperate ice. J. Glaciology 10, 15-29, Cambridge (1971)

LLIBOUTRY, L.: The glacier theory. In: Advances in Hydrosciences, Vol. 7 (Ed.: Ven te Chow). New York, London: Academic Press, 81-167 (1971)

LÖSCHHORN, U., AMBACH, W., MOSER, H., STICHLER, W.: Modellmäßige Bestimmung von hydrologischen Verweilzeiten in einem vergletscherten Einzugsgebiet mit Hilfe von Messungen des Deuterium- und Tritiumgehaltes. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 12, 181-186, Innsbruck (1976)

LOOYENGA, H.: Dielectric constants of heterogenous mixtures. Physica 31, 401-406 (1965)

LÜTSCHG-LOETSCHER, O.: Zum Wasserhaushalt der Schweizer Hochgebirge. II. Bd. III. Teil. Zur Hydrologie der Landschaft Davos. Zürich (1944)

LÜTSCHG-LOETSCHER, O., HUBER, P., DE QUERVAIN, F., HUBER, H.: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. 9. Kapitel: Zur Hydrologie, Chemie und Geologie der winterlichen Gletscherabflüsse der Schweizer Alpen. Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Geotechn. Ser. - Hydrologie 4, (1950)

MARKL, G. & WAGNER, H.P.: Messungen von Eis- und Firntemperaturen am Hintereisferner (Ötztaler Alpen). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 13, 261-265, Innsbruck (1976)

MARTINEC, J.: Korrektur der Niederschlagsdaten durch Schneemessungen. In: Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie Nr. 31, 77-86 (1985)

MARTINEC, J., MOSER, H., DE QUERVAIN, M.R., RAUERT, W., STICHLER, W.: Assessment of processes in the snowpack by parallel deuterium, tritium and oxygen-18 sampling. Proc. Symposium Grenoble. IAHS: Publ. No. 118, 220-231 (1977)

MARTINEC, J., SIEGENTHALER, U., TONGIORGI, E.: New insights into the runoff mechanism by environmental isotopes. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974. IAEA-SM-182/9, 129-142, Wien (1974)

MEIER, M.F.: Proposed definitions for glacier mass budget terms. J. Glaciology, Vol. 4, 33, 252-261, Cambridge (1962)

- MEIER, M.F.: Glaciers and climate. In: H.E. Wright & D.G. Frey (Eds.): The Quaternary of the United States. Princeton, New Jersey: Princeton Univ. Press, 795-805 (1965)
- MEIER, M.F.: Hydraulics and hydrology of glaciers. In: Proc. Symp. The role of snow and ice in hydrology, Banff, Sept. 1972, Vol. 1, 353-370 (1973)
- MILLER, H.: Untersuchungen auf dem Guslar- und Vernagtferner in den Ötztaler Alpen mit der Methode der Refraktionsseismik und einer Vierpunkt-Methode der Geoelektrik. Diss., München, Ludwig-Maximilians-Universität (1971)
- MILLER, H.: Ergebnisse von Messungen mit der Methode der Refraktionsseismik auf dem Guslar- und Vernagtferner. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 27-41, Innsbruck (1972)
- MOISEEVA, G.P.: Electric conductivity of glacier waters and solution of some glaciological problems. Acad. of Sciences of the USSR, Soviet Geophys. Committee: Data of Glac. Studies 25, 90-96, Moskau (1975)
- MOSER, H. (Hrsg.: Abfluß in und von Gletschern, Bericht 1980/1983, Sonderforschungsbereich 81, Technische Universität München
- MOSER, H. & AMBACH, W.: Glacial-hydrological investigations in the Oetztal Alps made between 1968 and 1975. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 13, 167-179 (1977)
- MOSER, H. & RAUERT, W.: Isotopenmethoden in der Hydrologie, Berlin-Stuttgart: Gebr. Borntraeger (1980)
- MOSER, H. & RAUERT, W.: Determination of groundwater movement by means of environmental isotopes: state of the art. In: Relation of Groundwater Quantity and Quality, IAHS Publ. No. 146, 241-257 (1985)
- MOSER, H. & STICHLER, W.: Die Verwendung des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalts bei hydrologischen Untersuchungen. Geol. Bavarica 64, 7-35, München (1971)
- MOSER, H. & STICHLER, W.: Deuterium and oxygen-18-contents as an index of the properties of snow covers. Proc. Symposium on Snow Mechanics, Grindelwald, April 1974. IAHS Publ. No. 114, 122-135, Wien (1975)
- MOSER, H. & STICHLER, W.: Environmental isotopes in ice and snow. In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1. The Terrestrial Environment. A. (Eds.: P. Fritz, J.Ch. Pontes). Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier, 141-148 (1980)



MOSER, H. & STICHLER, W.: Snow Pack and Glacier Studies. Guidebook of Nuclear Techniques in Hydrology 1983 Edition. IAEA: 47-63, Vienna (1983)

MOSER, H., RAUERT, W., STICHLER, W., AMBACH, W., EISNER, H.: Messungen des Deuterium- und Tritiumgehaltes von Schnee-, Eis- und Schmelzwasserproben des Hintereisferners (Ötztaler Alpen); Z. Gletscherkde. Glazialgeologie 8, 275-281, Innsbruck (1972)

MÜLLER, F.: Fluctuation of Glaciers 1970-1975 (Vol. III). Paris: IAHS-UNESCO (1977)

NYE, J.F.: The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. Proc. Roy. Soc. Ser. A 219, 1139, 477-489 (1953)

NYE, J.F.: Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. J. Glaciology 17, 181-207, Cambridge (1976)

\*\* OERTER, H.: Der Abfluß in einem vergletscherten Einzugsgebiet dargestellt am Beispiel des Vernagtferners. Inst. Hydraulik u. Gewässerkr., TU München, Mitt. Nr. 33, 1-44 (1980a)

\*\* OERTER, H.: Der Winterabfluß im Vernagtbach (Ötztaler Alpen). In: H. Moser (Hrsgb.): Traceruntersuchungen in Hydrogeologie und Hydrologie. Arbeiten aus dem Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung. Festschrift Prof. Neumaier. GSF-Bericht R 290, 90-97, Neuherberg (1980b)

\*\* OERTER, H.: Untersuchungen über den Abfluß aus dem Vernagtferner unter besonderer Berücksichtigung des Schmelzwasserabflusses im Firnkörper. Ges. f. Strahlen- und Umweltforschung, München: GSF-Bericht R 267, Neuherberg (1981a)

\*\* OERTER, H.: Der Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1974-1980. Ges. f. Strahlen- und Umweltforschung, München: GSF-Bericht R 260, 30 S., Neuherberg (1981b)

\*\* OERTER, H.: Der Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach (Ötztaler Alpen) 1974-1983. Ges. f. Strahlen- und Umweltforschung, München: GSF-Bericht R 360, 30 S., Neuherberg (1984)

\*\* OERTER, H. & MOSER, H.: Water storage and drainage within the firn of a temperate glacier (Vernagtferner, Oetztal Alps, Austria). In: Proc. IAHS Scientific Assembly, Symposium 5 (Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas), Exeter, England, 27.-30.7.1982. IAHS Publ. 138, 71-81 (1982)

- \*\* OERTER, H. & RAUERT, W.: Core drilling on Vernagtferner (Oetztal Alps, Austria) in 1979: tritium contents. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 13-22, Innsbruck (1982)
- \*\* OERTER, H. & ZUNKE, D.: Study of the runoff from drainage basins with variable extents of glaciation. Int. Symp. Glacier-Mass-Balance, Fluctuations and Runoff, Alma-Ata, UDSSR, 30.09.-05.10.85 (im Druck)
- \*\* OERTER, H., BEHRENS, H., HIBSCH, G., RAUERT, W., STICHLER, W.: Combined environmental isotope and electrical conductivity investigations at the runoff of Vernagtferner (Oetztal Alps). Academy of Sciences of the U.S.S.R., Sect. of Glaciology of the Soviet Geophysical Committee and Institute of Geography, Moscow, Publ. No. 39, 157-161, Moskau (1980a)
- \*\* OERTER, H., RAUERT, W., STICHLER, W.: Untersuchungen zum Abfluß eines Alpengletschers (Vernagtferner/Ötztaler Alpen) bei unterschiedlichen Ablationsbedingungen mittels Umweltisotopenanalysen. Societé Météorologie de France. XVIème Congrès Internat. de Météorologie Alpine, 285-290, Aix-les-Bains (1980b)
- \*\* OERTER, H., BAKER, D., MOSER, H., REINWARTH, O.: Glacial-hydrological investigations at the Vernagtferner glacier as a basis for a discharge model. Nordic Hydrology 12, 335-348, Lyngby, Dänemark (1981)
- \*\* OERTER, H., BAKER, D., STICHLER, W., RAUERT, W.: Isotope studies of ice cores from a temperate Alpine glacier (Vernagtferner, Austria) with respect to the meltwater flow. Annals of Glaciology 7, 90-93, Cambridge (1985)
- \*\* OERTER, H., REINWARTH, O., RUFLI, H.: Core drilling through a temperate Alpine glacier (Vernagtferner, Oetztal Alps) in 1979. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 1-11, Innsbruck (1982)
- OESCHGER, H., SCHOTTERER, U., STAUFFER, B., HAEBERLI, W., RÖTHLISBERGER, H.: First results from alpine core drilling projects. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 13, 193-209, Innsbruck (1977)
- PATERSON, W.S.B.: The physics of glaciers. Oxford etc.: Pergamon Press (1969)
- PATZELT, G.: The period of glacier advances in the alps, 1965 to 1980. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 21, 403-407, Innsbruck (1985)
- PEIPE, J., REISS, P., RENTSCH, H.: Zur Anwendung des digitalen Geländemodells in der Gletscherforschung. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 14, 161-172, Innsbruck (1978)

RAUERT, W.: Über Messungen von Tritium und Kohlenstoff-14 bei hydrologischen Untersuchungen. Geol. Bavarica 64, 36-74, München (1971)

REEH, N., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., JOHNSON, S. J.: Secular trends of accumulation rates at three Greenland stations. J. Glaciol. 20, 27-30, Cambridge (1978)

REINHARDT, W. & RENTSCH, H.: Determination of changes in volume and elevation of glaciers using digital elevation models for the Vernagtferner, Ötztal Alps, Austria. Annals of Glaciology 8, 151-155, Cambridge (1986)

\*\* REINWARTH, O.: Bemerkungen zu einem Film über den Ausbruch des vom Morenogletschers, Patagonien, gestauten Sees. SFB 81, TU München: Vortragsveranstaltung 9.2.1977, 93-100 (1977)

\*\* REINWARTH, O.: Aktuelle Probleme der Gletscherforschung. Mitt. dt. Met. Ges. 2, 2-18 (1979)

\*\* REINWARTH, O.: Der Vernagtferner als Forschungsobjekt. In: 100 Jahre Sektion Würzburg des Deutschen Alpenvereins (1876 - 1976) (Ed.: Sektion Würzburg DAV). 36-74, Würzburg (1976a)

\*\* REINWARTH, O.: Untersuchungen zum Massenhaushalt des Vernagtferners (Ötztaler Alpen) 1965-1968. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 43-63, Innsbruck (1972)

\*\* REINWARTH, O., ESCHER-VETTER, H., MOSER, H., OERTER, H.: Hydrological characteristics of an high Alpine drainage basin (Vernagtferner, Ötztal Alps). In: Int. Symp. on Hydrol. Research Basins and their Use in Water Resources Planning, 21-23. Sept. 1982 (Ed.: Bundesanstalt f. Umweltschutz). Sonderh. Landeshydrologie, Vol. 2, 327-336, Bern (1982)

RENTSCH, H.: Die Orthophotokarte Vernagtferner 1979. Beschreibung eines kartographischen Projekts der Kommission für Glaziologie. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 85-91 (1982)

RICHTER, E.: Urkunden über die Ausbrüche des Vernagt- und Guslargletschers im 17. und 18. Jahrhundert. Forschungen zur dt. Landes- und Volksk. Bd. II, H. 4, 349-439, Stuttgart (1892)

RÖTHLISBERGER, H.: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. Neue Zürcher Zeitung Nr. 196, 2-15 (1974)

RÖTHLISBERGER, H.: Water pressure in intra- and subglacial channels. J. Glaciology 11, 177-203, Cambridge (1972)

- RUDOLPH, R.: Abflußstudien in Gletscherbächen. Methoden und Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen in den zentralen Ötztaler Alpen in den Jahren 1953 - 1955. Veröff. Museum Ferdinandeum 41 (1961), 117-266, Innsbruck (ersch. 1962)
- RUFLI, H., STAUFFER, B., OESCHGER, H.: Light-weight 50-meter core drill for firn and ice. In: Ice-core drilling (Ed.: J.F. Splettscoesser). Lincoln, London: University of Nebraska Press, 139-153 (1976)
- SCHIEGG, H.O. & SCHOMMER, P.: Ein elektrothermischer Firnbohrer. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 14, 125-131, Innsbruck (1978)
- SCHLAGINTWEIT, H. & A.: Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. Leipzig: Joh. Ambr. Barth (1850)
- SCHMIDT-THOME, P.: Der Einfluß der Alpengletscher auf den Wasserhaushalt der süddeutschen Flüsse. GWF Das Gas- und Wasserfach, Ausgabe Wasser 91, 120-128, München (1950)
- SCHOMMER, P.: Rechnerische Nachbildung von Wasserspiegelganglinien im Firn und Vergleich mit Feldmessungen im Ewigschneefeld (Schweizer Alpen). Z. Gletscherk. Glazialgeol. 14, 173-190, Innsbruck (1978)
- SCHOMMER, P.: Wasserspiegelmessungen im Firn des Ewigschneefeldes (Schweizer Alpen) 1976. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 12, 125-141 (1976)
- SCHOTTERER, U. FINKEL, R., OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U., WAHLEN, M., BART, G., GÄGGLER, H., v. GUNTEN, H.R.: Isotope measurements on firn and ice cores from alpine glaciers. Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Proc. Grenoble Symp. 1975, IAHS Publ. No. 118, 232-236 (1977).
- SCHOTTERER, U., HAEBERLI, W., GOOD, W., OESCHGER, H., RÖTHLISBERGER, H.: Datierung von kaltem Firn und Eis in einem Bohrkern vom Colle Gnifetti, Monte Rosa. Jb. Schweiz. Naturf. Ges., wiss. Teil 1978, Basel: Birkhäuser, 48-57 (1981).
- SCHOTTERER, U., OESCHGER, H., WAGENBACH, D., MÜNNICH, K.O.: On formation of paleo-precipitation on a high-altitude glacier, Monte Rosa, Switzerland. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 21, 379-388, Innsbruck (1985)
- SEVRUK, B.: Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. WMO Geneva, Operational Hydrology Report 21, (1982)
- SHIMIZU, H.: Air permeability of deposited snow. Low Temp. Science Ser. A22, 1-32 (1970)

- SPRING, U.: Zur Theorie des instationären Wasserabflusses durch intraglaziäre Kanäle. Diss. ETH 6394, Zürich (1979)
- SRBIK, R.v.: Die Gletscher des Venter Tals. In: Dt. Alpenverein, Zweig Mark Brandenburg (Hrsg.): Das Venter Tal München: Bruckmann (1939)
- STAUFFER, B. & BERNER, W.: CO<sub>2</sub> in natural ice. J. Glaciology 21, 291-300, Cambridge (1978)
- STEINHÄUSER, H.: Zur Verdunstung in Flußgebieten Österreichs in verschiedener Seehöhe. Österr. Wasserwirtschaft 21, Wien (1969)
- STEINHÄUSER, H.: Gebietsverdunstung und Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs. Österr. Wasserwirtschaft 22, Wien (1970/71)
- STENBORG, T.: Problems concerning winter runoff from glaciers. Geogr. Annaler 47, Ser. A, 141-184 (1965)
- STENBORG, T.: Studies of the internal drainage of glaciers. Geogr. Annaler 51, Ser. A, 13-41 (1969)
- STENBORG, T.: Delay of runoff from a glacier basin. Geogr. Annaler 51, Ser. A, 1-30 (1970)
- STICHLER, W. & HERRMANN, A.: Räumlich-zeitliche Variationen der Isotopengehalte randalpiner Niederschläge. 15. Intern. Tagung f. Alpine Meteorologie, Grindelwald 1978, 1. Teil. Veröff. schweiz. meteorol. Zentralanstalt 40, 271-275 (1978)
- \*\* STICHLER, W., OERTER, H., RAUERT, W.: Bestimmung von Abflußkomponenten in einem Vorfluter mit Messungen des Isotopengehalts und der elektrolytischen Leitfähigkeit. In: Beitr. über hydrol. Tracermethoden u. ihre Anwendungen. Ges. f. Strahlen- und Umweltforschung, München: GSF-Bericht R 290, 188-201, Neuherberg (1982a)
- \*\* STICHLER, W., BAKER, D., OERTER, H., TRIMBORN, P.: Core drilling on Vernagtferner (Oetztal Alps, Austria) in 1979: deuterium and oxygen-18 contents. Z. Gletscherk. Glazialgeol. 18, 25-37, Innsbruck (1982b)
- STOLT, R.H.: Migration by Fourier transforms. Geophysics 43, 23- 48 (1978)
- STOTTER, M.: Die Gletscher des Vernagttales in Tirol und ihre Geschichte. Innsbruck (1846)
- SVERINSSON, M., JOHANNESON, A., BJÖRNSSON, H.: Radio-echo equipment for depth sounding of temperate glaciers. J. Glac. 25, 477-486, Cambridge (1980)

- THYSSEN, F.: Erkundung oberflächennaher Strukturen und Eigenschaften mit dem elektromagnetischen Reflektionsverfahren. In: K.H. Heitfeld (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme zwischen Locker- und Festgesteinen, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg (1985)
- THYSSEN, F., EISNER, H., BLINDOW, N., AMBACH, W.: Kartierung von wassergesättigten Firnschichten auf dem Kesselwandferner mit dem EMR-Verfahren. Polarforschung 50, 9-16 (1980)
- TOLLNER, H.: Gletscherwinde in den Ostalpen. Met. Z. 48, 414-421, Braunschweig (1931)
- TRÜSCH, J.: Numerische Simulation Dupuitscher Grundwasserströmungen. Band 1, Handbuch für Benützer. Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrologie, Glaziologie ETH Zürich 14 (1975)
- TUJINO, K.: Measurements of flow down speed of meltwater in snow cover; Low Temperature Sci. Ser. A., 26, 87-100 (1968)
- UNESCO: Perennial ice and snow masses: a guide for compilation and assemblage of data for a world glacier inventory. Techn. Papers in Hydrology No. 1, UNESCO/IAHS: Paris (1970)
- UNESCO: Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins, Part I: A guide for compilation and assemblage of data for glacier mass balance measurements. Part II: Specifications, standards and data exchange. Techn. Papers in Hydrology No. 5, UNESCO/IAHS: Paris (1970, 1973)
- VALLON, M., PETIT, J.-R., FABRE, B.: Study of an ice core to the bedrock in the accumulation zone of an Alpine glacier. J. Glaciology 17, 13-26, Cambridge (1976)
- WAKAHAMA, G.: Infiltration of meltwater into snow cover; Low Temperature Sci. Ser. A, 26, 77-86 (1968)
- WAKAHAMA, G.: Observations of the melt-water permeation in the near-surface ice layers of the Mendenhall Glacier, Southeast Alaska. Acad. of Sciences of the USSR, Soviet. Geophys. Committee: Data of Glac. Studies 33, 112-115 u. 175-178, Moskau (1978)
- WALCHER, J.: Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol. Wien (1773)
- WALFORD, M.E.R., KENNET, M.I., HOLMLUND, P.: Interpretation of radio echoes from Storglaciären, Northern Sweden. J. Glac. 32, 39-49, Cambridge (1986)
- WALSER, E.: Wassermeßstationen an geschiebeführenden Gebirgsflüssen. Besondere Mitt. zum dt. Gewässerk. Jb. Nr. 35, Koblenz (1971)

WATTS, R.D., ENGLAND, A.W., MEIER, M.F., VICKERS, R.S.: Radio echo sounding of temperate glaciers at frequencies of 1 to 5 MHz. Symposium on Remote Sensing in Glaciology, Cambridge, (1974)

\*\* WEBER, M., ESCHER-VETTER, H., REINWARTH, O.: Vertikalsondierungen der eisnahen Luftschicht am Vernagtferner (LUZIVER 1983). 19. Int. Tagung f. Alpine Meteorologie, Rauris, Österreich, 1.- 5.9.1986

WENDLER, G.: Die Vergletscherung in Abhängigkeit von Exposition und Höhe und der Gebietsniederschlag im Einzugsgebiet des Pegels Vent in Tirol. Archiv f. Met., Geophys. u. Bioklim., Ser. B, Bd. 15, 260-273, Wien (1967)

WENDLER, G. & ISHIKAWA, N.: Experimental study of the amount of ice melt using three different methods: A contribution to the international hydrological decade. J. Glaciology, Vol. 12, No. 66, 399-410, Cambridge (1973)

WILHELM, F.: Schnee- und Gletscherkunde. Lehrbuch der Allg. Geographie, Bd. 3, Teil 3. Berlin, New York: de Gruyter (1975)

World Data Center A for Glaciology: Ice Cores. Report GD-8, Boulder, Colorado (1980).

YOUNG, G.J. & STANLEY, A.D.: Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965 - 1974. No. 4 Peyto Glacier, Alberta - Summary of measurements. Inland Water Directorate, Water Resources Branch, Canada: Sci. Ser. 71 (1976)

YOUNG, G.J.: The seasonal and diurnal regime of a glacierfed stream; Peyto Glacier, Alberta. Alberta Watershed Research Program Symposium, Edmonton, Alberta, 31.8-2.9.1977

\*\* ZUNKE, D., ESCHER-VETTER, H., OERTER, H., REINWARTH, O.: Energiehaushaltsuntersuchungen auf einem Alpengletscher: Ergebnisse eines meteorologisch-hydrologischen Meßprogramms am Vernagtferner 1981. Proc. XVIII Int. Conference f. Alpine Meteorology, 25.-29.9.1984, Opatija, Jugoslawien. 369-372 (1984)

A	Gegenstrahlung O D E R (Netto)ablation
$A_0$	Nullpunkt der linearen Regression
$A_1$	Steigung der linearen Regression
B	Bodenwärmestrom O D E R (Netto)Massenbilanz
BK	Brochkogelstrom
$B_a$	Wasserwert der Nettoablation
$B_c$	Wasserwert der Nettoakkumulation
C	Nettoakkumulation
DGM	Digitales Geländemodell
$E_o$	Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur der Oberfläche
E1-E3	Eingabestellen bei Markierungsversuchen
F	Fläche
FB	Faggenbach
F(HQ)	Gumbelverteilung
$F_N$	Fläche des Einzugsgebietes
$\Delta F$	Differenzfläche
G	Globalstrahlung (direkte und diffuse Strahlung von Sonne und Himmel)
GA	Gurgler Ache
H	Firnwassermächtigkeit O D E R Höhenintervall O D E R mittlere Höhe des Einzugsgebietes
HQ, Hq	höchster Wert (i. allg. Tagesmittelwert) für den Abfluß Q bzw. die Abflußspende q im be- trachteten Zeitraum
HW	Hochwasserstand
$\Delta H$	Schichtlinienabstand
$H_{equ}$	Höhe der Gleichgewichtslinie
$H_o$	Firnwassermächtigkeit zu einem Zeitpunkt $t = 0$
IOP	Intensivmeßphase
K	Kamerastandpunkt
L	Strom fühlbarer Wärme
M	Meteorologische Station



MHQ, MHq	mittlerer höchster Wert für den Abfluß Q bzw. die Abflußspende q im betrachteten Zeitraum
MNQ, MNq	mittlerer niedrigster Wert für den Abfluß Q bzw. die Abflußspende q im betrachteten Zeitraum
MW	Mittelwasserstand
NN	Normalnull
NQ, Nq	niedrigster Wert (Tagesmittelwert) für den Abfluß Q bzw. die Abflußspende q im betrachteten Zeitraum
N	Energiezufuhr durch Regen O D E R Wolkenbedeckung
ÖA	Ötztaler Ache
P	Niederschlag
Pgst.VB	Pegelstation Vernagtbach
P <sub>S</sub>	mittlerer Niederschlag im Sommer
P <sub>VB</sub>	Niederschlag an der Pegelstation Vernagtbach
P <sub>VENT</sub>	Niederschlag in Vent
P <sub>W</sub>	mittlerer Niederschlag im Winter
P <sub>f</sub>	Flüssigniederschlag
P1-P7	Probennahmestellen bei Markierungsversuchen
Q↓	Gesamtstrahlung aus dem oberen Halbraum
Q↑	Gesamtstrahlung aus dem unteren Halbraum
Q	Abfluß
Q(0)	Abfluß zum Zeitpunkt t = 0
Q <sub>TF</sub>	Abfluß aus dem Testfeld
Q <sub>VB</sub>	Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach
Q <sub>ber</sub>	berechneter Abfluß
Q <sub>g</sub>	intra- und subglazial abfließendes Schneesmelzwasser
Q <sub>gem</sub>	gemessener Abfluß
Q <sub>i</sub>	Eissmelzwasser
Q <sub>m</sub>	Modellabfluß
Q <sub>s</sub>	oberflächlich schnell abfließendes Schneesmelzwasser
Q <sub>t</sub>	Gesamtabfluß

Q <sub>1</sub>	Abfluß aus dem Eisgebiet
Q <sub>2</sub>	Abfluß aus dem eisnahen Firngebiet
Q <sub>3</sub>	Abfluß aus dem Firn- und Altschneegebiet
Q <sub>4</sub>	Grundwasserabfluß
$\Delta Q$	Abflußdifferenz
R	Reflexstrahlung
ROK	Rohroberkante
S	Schmelz- bzw. Gefrierwärmestrom O D E R
	Schmelzwasserhöhe O D E R
	Fläche des Einzugsgebietes
S <sub>a</sub>	Fläche des Ablationsgebietes
S <sub>c</sub>	Fläche des Akkumulationsgebietes
SB	Strahlungsbilanz
SBK	kurzwellige Strahlungsbilanz
SBL	langwellige Strahlungsbilanz
SJ	Sexenjochstrom
SW	Schwarzwandstrom
S(HQ)	Summenhäufigkeitslinie
TF	Testfeld
TJ	Taschachjochstrom
T(HQ)	Jährlichkeit der Hochwasserereignisse
V	Strom latenter Wärme O D E R
	Verdunstung O D E R
	Speichervolumen
VA	Venter Ache
VB	Vernagtbach
VF	Vernagtferner
$\Delta V$	Differenzvolumen
Wr	Windrichtung
Z	Tiefe, ab der im Gletscher die Temperatur 0°C herrscht
Z <sub>B</sub>	Isohypsenfläche
Z <sub>1,2,3,4</sub>	Höhen im digit. Geländemodell
a	Gesamtabflußbeiwert ( <sup>3</sup> H) O D E R
	Albedo O D E R
	Gitterkonstante O D E R
	Rezeptionskoeffizient O D E R
	spezifische Nettoablation

$\dot{a}$	Ablationsrate
$a_{1-4}$	Abflußkomponentenbeiwert ( $^3\text{H}$ )
$b$	Gesamtabflußbeiwert ( $^{18}\text{O}$ ) O D E R spezifische Nettomassenbilanz O D E R spezifische Nettomassenbilanz im stationären Zustand
$b_a$	Nettoablation
$b_c$	Nettoakkumulation
$b_i$	Abweichung der spez. Nettomassenbilanz eines Jahres vom ausgeglichenen Zustand
$b_o$	spez. Nettomassenbilanz im ausgeglichenen Zustand
$b_{(p)(n)}$	Mittlere Abweichung der spez. Nettomassenbi- lanz vom ausgeglichenen Zustand für positive (p) bzw. negative (n) Haushaltsjahre
$b_{1-4}$	Abflußkomponentenbeiwert ( $^{18}\text{O}$ )
$c$	Gesamtabflußbeiwert (Leitfähigkeit) O D E R spezifische Wärme O D E R spezifische Nettoakkumulation
$\dot{c}$	Akkumulationsrate
$c_p$	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck
$c_v$	Variationskoeffizient
$c_{1-4}$	Abflußkomponentenbeiwert (Leitfähigkeit)
$d$	Deuteriumexzess
$e_L$	Wasserdampfpartialdruck der Luft
$f$	Luftfeuchte
$h$	Eismächtigkeit O D E R Teufe
$\Delta h$	mittlere jährliche Höhenänderung
$i$	Index
$k$	Zeitkonstante
$k_i$	Speicherkonstante
$k_f$	Durchlässigkeitsbeiwert
$\Delta m$	Massenverlust
$n$	Hohlraumanteil
$n_e$	wirksamer Hohlraumanteil

p	Luftdruck
q	Abflußspende
r	Korrelationskoeffizient O D E R Verdampfungswärme des Materials an der Oberfläche
s	Absenkung des Firnwasserspiegels
s"	verbleibende Restabsenkung beim Wiederanstieg
t	Zeit O D E R Zeit seit Pumpbeginn
t"	Zeit nach Pumpende
$\Delta t$	Zeitdifferenz
v	Geschwindigkeit O D E R Fließgeschwindigkeit O D E R Windgeschwindigkeit
$v_a$	Abstandsgeschwindigkeit
$v_f$	Filtergeschwindigkeit
z	Tiefe
$\alpha_L$	Wärmeübergangszahl
$\delta^{2H}$	Abweichung des $^2H$ -Gehalts einer Probe vom internationalen Standard V-SMOW
$\delta^{18O}$	Abweichung des $^{18O}$ -Gehalts einer Probe vom internationalen Standard V-SMOW
$\vartheta$	Temperatur
$\vartheta_0$	Oberflächentemperatur
$\vartheta_L$	Lufttemperatur, normalerweise gemessen in 2 m Höhe
$\vartheta_{L,VB}$	Lufttemperatur in 2 m Höhe an der Pegelstation Vernagtbach
$\vartheta_{L,TF}$	Lufttemperatur in 2 m Höhe am Testfeld
$\vartheta_{Stb}$	Temperatur des Strahlungsbilanzmessers
$\vartheta_W$	Wassertemperatur
$\rho$	Dichte
$\rho_g$	gravimetrisch bestimmte Dichte
$\rho_i$	berechnete Eisdichte
$\sigma$	Standardabweichung