

Studienrichtung Vermessungswesen
Technische Universität Wien

**GEOWISSENSCHAFTLICHE
MITTEILUNGEN**

Heft 21

Glaziologie und Kartographie

Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer zum 70. Geburtstag

Veröffentlichungen des Institutes für Kartographie und Reproduktionstechnik

Geowiss. Mitt.
21, 1982

Wien, im Dezember 1982

Studienrichtung Vermessungswesen
Technische Universität Wien

**GEOWISSENSCHAFTLICHE
MITTEILUNGEN**

Heft 21

Glaziologie und Kartographie

Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer zum 70. Geburtstag

Veröffentlichungen des Institutes für Kartographie und Reproduktionstechnik

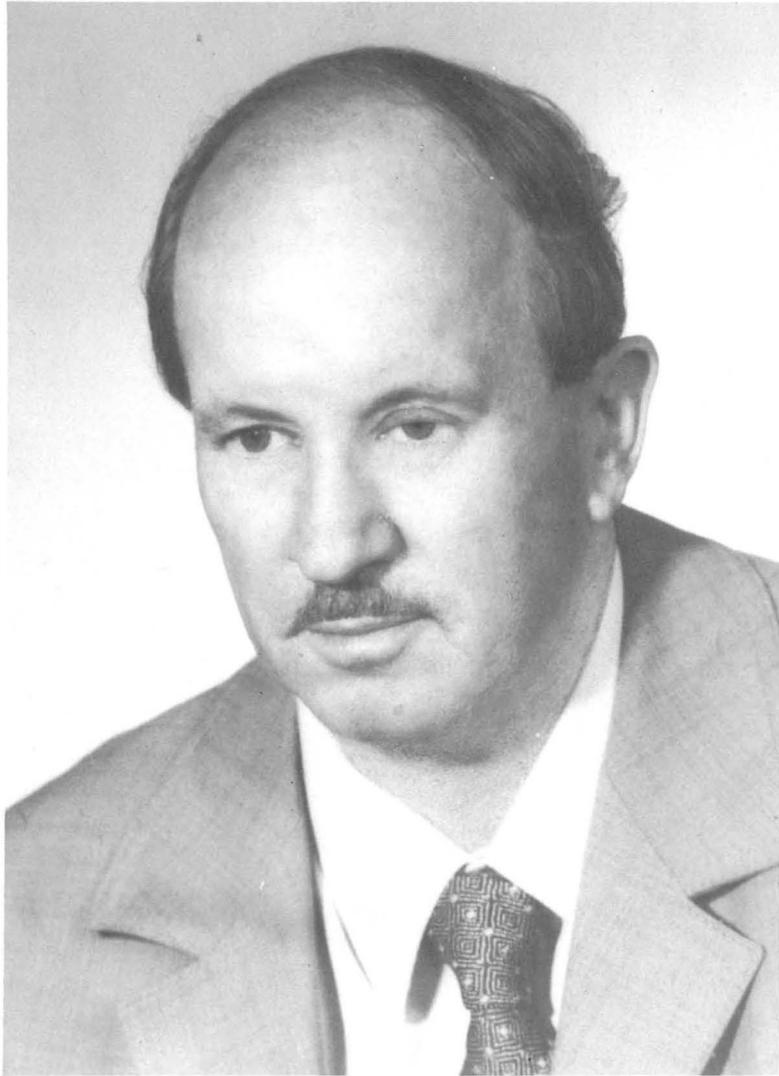
Geowiss. Mitt.
21, 1982

Wien, im Dezember 1982

Herausgeber, Verleger und presserechtlich
für den Inhalt verantwortlich
Dipl.Ing. Erich JIRESCH
Institut für Kartographie und Reproduktions-
technik der Technischen Universität Wien
A 1040, Karlsgasse 11

Die Kosten für den Druck wurden vom Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik aus Mitteln der ordentlichen Dotation und aus eigenen Einnahmen aufgebracht.

Alle Rechte sind bei den Verfassern
Druck der Kartenbeilagen und der
Seiten 4, 71, 79, 91 und 101
Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien
Druck der übrigen Seiten: ÖHTUW - Vervielfältigung, Wien
Redaktion: E. Jiresch
Auflage: 350 Stück



VORWORT

Herr Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer feierte am 4.7.1981 seinen 70. Geburtstag. Das war Anlaß zu diesem Sonderheft der Geowissenschaftlichen Mitteilungen, dessen Beiträge von ehemaligen Schülern, gegenwärtigen Mitarbeitern und Fachkollegen Herrn Prof. Pillewizer gewidmet sind und die thematisch einem speziellen Forschungsgebiet des Jubilars zugeordnet sind: dem Gletschereis der Erde.

Die letzte Schaffensperiode seines aktiven Berufslebens widmete Prof. Pillewizer dem Aufbau des 1971 neugeschaffenen Instituts für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien. In dieser Zeit entstanden u.a. eine Reihe von topographischen und thematischen Orthophotokarten, wovon zwei als Beilage diesem Sonderheft beigelegt werden konnten. Mit der Orientierung der Beiträge auf Gletscher- bzw. Eisforschung und -darstellung können die Autoren einen besonderen Wunsch des Geehrten erfüllen.

Es soll hervorgehoben werden, daß Herr Prof. Pillewizer durch die Leitung des Instituts für Kartographie und Reproduktionstechnik von der Institutsgründung bis zu seiner Emeritierung (1971 - 1981) die Basis für die Kartographie an der TU Wien in Lehre und Forschung gelegt hat.

Die Autoren wollen mit ihren Beiträgen den Dank und die Wertschätzung gegenüber ihrem Lehrer bzw. Fachkollegen ausdrücken und wünschen ihm viel Freude für die Jahre seines Ruhestandes.

Inhaltsverzeichnis

	Vorwort	5
	Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer	9
	Bibliographie der wissenschaftlichen Arbeiten von Wolfgang Pillewizer auf glaziologischem Gebiet	11
BRETTTERBAUER, K.:	Eismassenänderungen und eustatisches Meeresniveau	15
STANGE, L.:	Spitzbergenexpeditionen der DDR	33
MEIER, S.:	Statistische Eigenschaften von Be- wegungsschwankungen polarer Eis- ströme	41
JIRESCH, E.:	Die geodätischen und kartographi- schen Arbeiten am Untersulzbach- kees (Venedigergruppe) von 1974 bis 1982	67
BRÜCKL, E.:	Ein gletschermechanisches Modell des Untersulzbachkeeses	113
Beilagen:	- <u>Luftbildkarte Großvenediger 1:10 000</u> - Untersulzbachkees 1980, Ausgabe A (Thematische Orthophotokarte 1:10 000)	

Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer

Wolfgang Pillewizer wurde am 4. Juli 1911 in Steyr, Oberösterreich, geboren. Nach der Matura in Linz studierte er 1930 bis 1935 an der Universität Graz Geographie und Naturwissenschaften. Die Liebe zur Hochgebirgskartographie brachte ihn bereits 1937 als Assistent zu Richard Finsterwalder, der damals an der Technischen Hochschule Hannover wirkte. In dieser Zeit nimmt Pillewizer an Expeditionen zum Jostedalsbre in Südwestnorwegen und nach Spitzbergen teil. Nach der Habilitation in Graz (1940) wurde Pillewizer 1942 in Hannover Dozent für Kartographie und Geographie.

Während des Krieges war Pillewizer in der libyschen Sahara, in Südrußland, auf dem Balkan, in Nordnorwegen und Finnisch-Lappland hauptsächlich als Kartograph tätig. Nach dem Krieg war er technischer Leiter der geographisch-kartographischen Anstalt Karl Wenschow GmbH in München. 1958 erhielt Pillewizer einen Ruf für den neu gegründeten Lehrstuhl für Kartographie der Technischen Hochschule Dresden. Das Dresdner Institut war im deutschen Sprachraum die erste Institution, an der man Kartographie als selbständiges Fach mit einer akademischen Graduierung abschließen konnte.

Die enorme Aufbauarbeit, die Prof. Pillewizer mit seinen Kollegen in Dresden geleistet hat, haben die Verantwortlichen der Technischen Hochschule Wien Ende der sechziger Jahre bewogen, ihn an das neu gegründete Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik zu berufen. Als Vorstand dieses der Studienrichtung Vermessungswesen zugehörten Instituts hat Prof. Pillewizer neuerlich eine große Aufbauarbeit geleistet und damit die Kartographie in Theorie und Praxis den Studenten der Fachrichtungen Geodäsie sowie Raumplanung vermittelt. Als Mitveranstalter der Geodätischen Informationstage der TU Wien 1976 und 1980 war Prof. Pillewizer maßgeblich an der Fortbil-

dung von ehemaligen Hochschulabsolventen auf dem Gebiete der Kartographie tätig.

Die vielen Stationen in seinem beruflichen Leben und die vielfältigen, immer noch aufrechten internationalen Beziehungen haben aus Prof. Pillewizer einen Weltbürger gemacht, dessen Toleranz und Besonnenheit man im Unterricht, in der fachlichen Zusammenarbeit und im persönlichen Gespräch verspürt.

Im Rahmen seiner wissenschaftlichen Tätigkeit bildete die Gletscherforschung ein besonders geliebtes Arbeitsgebiet, wie in der untenstehenden Liste seiner einschlägigen Arbeiten dokumentiert wird.

J.

Bibliographie der wissenschaftlichen Arbeiten von
Wolfgang PILLEWIZER auf glaziologischem Gebiet.

- 1938: Die Ergebnisse des Gletscherkurses 1936 am Mittelbergferner. In: Mitteilungen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie. Jg. 1938, Heft 1. S. 9-17, 2 Karten, 2 Abb.
- Photogrammetrische Gletscherforschung. In: Bildmessung und Luftbildwesen. Jg. 1938, Heft 2. S. 66-73, 3 Abb.
- Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. Vorläufiger Bericht über photogrammetrische-gletscherkundliche Arbeiten in Südspitzbergen und in den Ötztaler Alpen (Tirol). In: Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1938, Nr.9/10. S. 367-373, 4 Abb.
- 1939: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergenexpedition 1938. Ergänzungsheft Nr. 238 zu Petermanns Geographischen Mitteilungen, Justus Perthes, Gotha 1939. 46 Seiten, 3 mehrfarbige Karten 1:25 000 und 1:100 000, 18 Abb. (Habilitationsschrift).
- Zusammen mit R. FINSTERWALDER: Photogrammetric Studies of Glaciers in High Asia. In: Himalayan Journal. Bd. XI, 1939. S. 107-113, 3 Abb.
- 1940: Das Obersulzbachkees im Sommer 1939. Eine gletscherkundliche Studie. In: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien. Bd. 83, 1940, Heft 7-9. S. 177-188 mit 3 Textabbildungen.
- 1941: Die Firnverhältnisse der Pasterze in den Jahren 1929 und 1939. In: Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. XXVII, 1941, Heft 3/4. S. 246-255, 1 Abb.
- 1949: Zur Frage jahreszeitlicher Schwankungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegungen. Auf Grund von Untersuchungen am Mittelbergferner im Pitztal. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. I, 1949, Heft 1. S. 29-38, 4 Abb.

1950: Das Karlingerkees am Großglockner im Jahre 1945. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. I, 1950, Heft 2. S. 149-151, 2 Abb.

Bewegungsstudien an Gletschern des Jostedalubre in Südnorwegen. In: Erdkunde, Bd. IV, 1950, Heft 3/4. S. 201-206, 2 mehrfarbige Karten 1:25 000, 4 Abb.

1952: Beobachtungen am Jostedalubre in Südnorwegen. Bemerkungen zu 2 Karten 1:25 000. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, 1952, Heft 1. S. 25-34, 3 Abb., 2 Karten.

1956: Zusammen mit K.H. PAFFEN und H.-J. SCHNEIDER: Forschungen im Hunza-Karakorum. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954. In: Erdkunde. Bd. X, 1956, Heft 1. S. 1-33, 13 Abb., 3 Karten 2 Profile.

Der Rakhiot-Gletscher am Nanga Parbat im Jahre 1954. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. III, 1956, Heft 2. S. 181-194, 3 Abb., 1 Kartenskizze.

1957: Bewegungsstudien an Karakorumgletschern. In: Geomorphologische Studien = Machatschek-Festschrift. Ergänzungsheft Nr. 262 zu Petermanns Geographische Mitteilungen. Gotha 1957. S. 53-60, 1 Kartenskizze, 1 Diagrammtafel.

Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. In: Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin. Bd. 5: Geomorphologische Abhandlungen Otto Maull-Festschrift. Berlin 1957. S. 37-50, 3 Kartenskizzen, 3 Abb., 2 Diagrammtafeln.

Bild und Bau des NW-Karakorum. (Die wissenschaftlichen Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954). II. Teil: Die Gletscher. In: Photographie und Forschung. Bd. 7, Heft 6, Stuttgart 1957. S. 185-192, 1 Reliefkarte, 7 Abb.

- 1958: Neue Erkenntnisse über die Blockbewegung der Gletscher. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. IV, 1958, Heft 1/2. S. 23-33, 1 Abb., 1 Diagrammtafel.
- 1961: Zusammen mit M. SIMON und J. TÖPPLER: Zur kartographischen Aufnahme des Gletschergebietes Tjuksu. (Sowjetisch-deutsche Expeditionsarbeiten im Tienschan.) In: Petermanns Geographische Mitteilungen. 105. Jg., 1961, Heft 4. S. 309-316, 9 Abb., 1 mehrfarbige Karte 1:10 000.
- 1963: Die deutsche Spitzbergenexpedition 1962. In: "Spektrum". Mitteilungsblatt für die Mitarbeiter der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 9. Jg., 1963, Heft 2. S. 81-86, 3 Abb.
- 1964: Bewegungsstudien an einem arktischen Gletscher. In: Polarforschung. Bd. V, Jg. 34, 108. Jg., 1964, Heft 1/2. S. 247-253, 2 Karten, 2 Diagramme.
- 1965: Kartographische Arbeiten im Rahmen der glaziologischen Expedition zum Fedtschenkogletscher im Jahre 1958. In: Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen, herausgegeben von NKGg der DDR bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Reihe III, Heft 1. 1965, S. 124-128 mit 5 mehrfarbigen Karten des Fedtschenkogletschers im Maßstab 1:10 000, 1:25 000 und 1:50 000.
- 1966: Der Kongsvegen in der Kingsbay, ein blockbewegter arktischer Gletscher. In: Ergebnisse geophysikalischer und geodätischer Forschungsarbeiten in Polargebieten. Geod.-Geophys. Veröffentlichungen. Reihe I, Heft 2, 1966. S. 7-8, 1 Abb., 1 mehrfarbige Karte 1:25 000.
- 1967: Die Bedeutung der Erdbildmessung für die Gletscherforschung. In: Bildmessung und Luftbildwesen. 35. Jg., 1967, Heft 2. S. 75-80, mit 1 mehrfarbigen Karte 1:50 000.

Zur Karte des Kongsvegen-Kronebre 1:50 000, Westspitzbergen. In: Petermanns Geographische Mitteilungen. 111.Jg., 1967, Heft 2. S. 153-157, 1 Abb., 1 mehrfarbige Karte.

Zusammen mit L. STANGE, K. DRESSLER, S. MEIER, G. LORENZ, J. MILITZER, U. VOIGT, C. DELSNER: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1964-1965. Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen, herausgegeben v. NKGK der DDR bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Reihe III., Heft 9 (1967). 137 S, 109 Abb., 1 mehrfarbige Karte 1:50 000.

1968: Die Herstellung von Gletscherkarten mittels terrestrischer Photogrammetrie. In: Vermessungstechnik. 16. Jg., 1968, Heft 9. S. 328-331.

1969: Die Bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund. In: Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband 8, 1969. S. 1-10, 6 Abb., 1 mehrfarbige Karte 1:50 000.

Zur Karte "Indre Kongsfjorden (Vestspitsbergen) 1:25 000". In: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1964-1965 (Ergänzungen zu Teil 1, 1967). Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen, herausgegeben von NKGK der DDR bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Reihe III, Heft 9, 1969. S. 1-2, mit 2 mehrfarbigen Karten 1:25 000.

Zusammen mit U. VOIGT: Block Movement of Glaciers. In: Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, herausgegeben von NKGK der DDR bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Reihe III, Heft 9, 1969, (Ergänzungen 1969). S. 17-20, 9 Abb.

1977: "Orthophoto Glacier Map of the Großvenediger 1:10 000". In: Fluctuations of Glaciers 1970-1975 (Vol.III). Internationale Commission on Snow and Ice of the Int.Ass. of Hydr. Sciences and Unesco, Paris 1977 (1 farbige Karte).

Geowiss.Mitt.
21, 1982/ S. 15 - 31

EISMASSENÄNDERUNGEN UND EUSTATISCHES MEERESNIVEAU

von
Kurt Bretterbauer

Prof. Dr. phil. habil. Wolfgang Pillewizer
zum 70. Geburtstag

O.Univ.Prof.Dipl.Ing.Dr.techn. Kurt Bretterbauer
Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik der TU Wien,
Abt.f. Theoretische Geodäsie, Gußhausstr. 25-29, A-1040 Wien

And ice, mast-high,
Came floating by,
As green as emerald.

S.T. Coleridge
"Ancient Mariner"

EISMASSENÄNDERUNGEN UND EUSTATISCHES MEERESNIVEAU

von Kurt Bretterbauer, Wien

Widmung: Diese Arbeit widme ich Herrn em. Univ. Prof.
Dr. W. PILLEWIZER, dem Geographen, Kartographen
und Forschungsreisenden alter Schule, der den
Problemen des Eises immer größtes Interesse
entgegengebracht hat.

Zusammenfassung: In Untersuchungen von Geologen zum
Problem der Meeresspiegelschwankungen infolge Eismassenän-
derungen werden meist die Gravitationswirkung der verlagerten
Massen und die Schwerpunktsverschiebung übersehen. Es
wird eine genäherte Lösung des Problems gegeben und das fik-
tative Beispiel der totalen Abschmelzung der gegenwärtigen Eis-
massen ohne isostatischen Ausgleich numerisch berechnet.
Die Folgen des Abschmelzens werden diskutiert.

Abstract: In investigations by geologists on the prob-
lem of changes of terrestrial ice masses and variations of
eustatic sea level usually the gravitational effect of the
shifted masses and the displacement of the center of gravity
are neglected. An approximate solution of the problem is
given, and the fictitious example of the total melting of
the existing ice masses is numerically computed without
isostatic compensation. The consequences of the deglaciation
are discussed.

A) EINFÜHRUNG

Perioden von Kalt- und Warmzeiten, die mit dem Aufbau
bzw. dem Abschmelzen großer Eismassen verbunden sind, müs-
sen beträchtliche Schwankungen des Meeresspiegels zur Folge
haben. Denn die in Form von Eis gebundenen Wassermassen kön-

nen nur den Weltmeeren entnommen worden sein. Diese Erkenntnis ist gerade 140 Jahre alt. Sie wurde von dem Amerikaner Ch. MACLAREN gewonnen (siehe dazu WOLDSTEDT, 1954), hat sich aber erst in unserem Jahrhundert durchgesetzt. Nach E.SUESS werden solche Schwankungen, die mit der Zu- oder Abnahme der Wassermenge, oder mit einer Änderung des Fassungsvermögens der Meeresbecken zusammenhängen, "eustatische" Schwankungen genannt. Davon zu unterscheiden sind die isostatischen Schwankungen, die ihre Ursache in dem Streben nach einer Gleichgewichtslage der kontinentalen und maritimen Massen hat. Der Versuch, aus bestimmten in der Natur zu beobachtenden Merkmalen auf Schwankungen des Meeresspiegels und in weiterer Folge daraus auf Eismassenveränderungen zu schließen, ist ein sehr komplexes Unternehmen. Auf die vielfältigen, rein geologischen Fragen die dabei auftreten, kann hier nicht eingegangen werden. Für das vorliegende Thema wesentlich ist nur, daß bei solchen Untersuchungen die Analyse alter Strandterrassen ein wichtiges Hilfsmittel darstellt.

Am klarsten liegen die Verhältnisse für die letzte Vereisung (Würmeiszeit), deren Ende ja nur 10 000 Jahre - manche Forscher meinen sogar nur 6 000 Jahre - zurückliegt. Aus Untersuchungen vor allem im Mittelmeergebiet schließen Geologen auf eine Absenkung des Meeresspiegels in der Würmeiszeit von 90 - 100 m. Umgekehrt kann man auch von Schätzungen der Eismassen ausgehen, die Absenkung des Meeresspiegels aus theoretischen Berechnungen ableiten, und dann in der Natur nach entsprechenden Merkmalen suchen. Schätzungen vergangener Eismassen schwanken allerdings sehr stark.

Solche Probleme haben auch stärksten Bezug zur Geodäsie. Große Massenverlagerungen haben einen Einfluß auf die Erdfigur. So ist z.B. nach meiner Meinung die gegenwärtige globale Form des Geoides ("Birnenform") eine unmittelbare Folge der letzten Vereisung (BRETTERBAUER, 1975). Bei der Lektüre einschlägiger geologischer Publikationen oder Lehrbücher fällt jedoch dem Geodäten auf, daß obiges Problem

nur sehr oberflächlich formuliert wird. Meist wird nur das der Eismenge entsprechende Wasservolumen durch die Fläche der Weltmeere dividiert und das Ergebnis als mittlere Hebung - oder Senkung - ausgewiesen. In einem bekannten Lehrbuch der Geologie steht sogar zu lesen: "Eustatic changes of sea-level which, being uniform all over the world,.....". Das ist natürlich falsch. Die infolge der Massenverlagerung auftretenden Deformationen der Äquipotentialflächen und die Verschiebung des Schwerpunkts der Erde finden nirgends Erwähnung.

Die korrekte Lösung des Problems wurde seit etwa 100 Jahren mehrfach von Geodäten und Geophysikern versucht. Es wird auf den ausgezeichneten Übersichtsartikel von W.KICK, 1971, verwiesen. Eine darin leider nicht berücksichtigte Arbeit stammt von L.A.KIVIOJA, 1967.

Da m.W. keiner der Autoren die geographische Verteilung der Kontinente berücksichtigt, wird das Problem hier neu aufgegriffen und näherungsweise gelöst. Eine strengere numerische Untersuchung soll einer umfangreicheren Arbeit vorbehalten bleiben.

B) PROBLEMSTELLUNG UND LÖSUNGSWEG

Gegeben seien genau lokalisierte und quantifizierte Eismassen. Gesucht sind die Änderungen des Meeresniveau unter Berücksichtigung der geographischen Verteilung der Kontinente. Als Demonstrationsbeispiel wurde das totale Abschmelzen aller gegenwärtigen Eismassen der Erde angenommen. Nicht berücksichtigt wird dabei die ausgleichende Wirkung der Isostasie. Sie setzt mit großer Zeitverzögerung ein. Es sei hier vereinfachend angenommen, daß sie nach dem Abschmelzen noch nicht merklich wirksam werden konnte. In die geplanten vertieften Berechnungen soll sie dagegen aufgenommen werden. Weiters wird hier die Vergrößerung der Meeresfläche durch Überflutung vernachlässigt. Auch wurde die Tatsache außer acht gelassen, daß Teile des antarktischen Eises unter dem Meeresniveau

liegen.

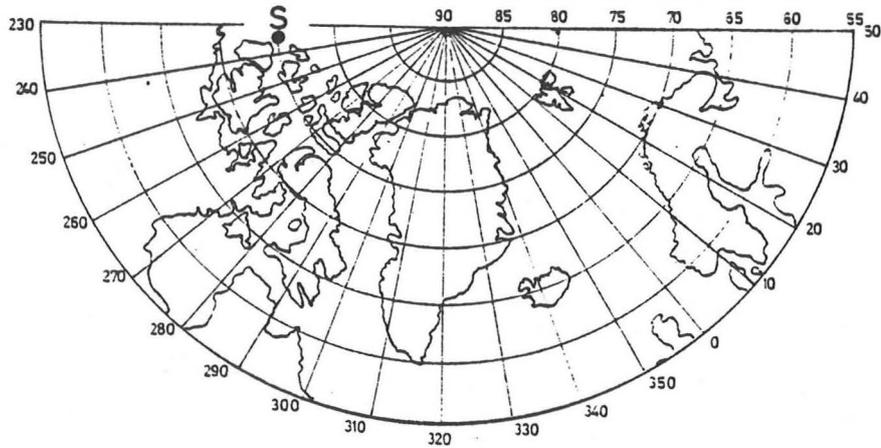
Die Ausgangswerte der Berechnung wurden der Tabelle in BRETTERBAUER, 1975, entnommen.

	Fläche	Volumen	Masse	%
Antarktis	$13,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$	$29,0 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	$26,7 \cdot 10^{18} \text{ kg}$	90
Grönland	1,8	2,66	2,45	9
Rest	0,5	0,24	0,22	1
<hr/>				
Summe	$16,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$	$31,9 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	$29,4 \cdot 10^{18} \text{ kg}$	100

Die Werte sind etwas höher als bei den meisten anderen Autoren, stimmen aber mit den Werten von KICK, 1970, überein. Es ist interessant festzustellen, daß mit zunehmender Erforschung des Eises die Zahlen wachsende Tendenz zeigen. Zum Eis der Gebirgsgletscher, in der Tabelle unter "Rest" ausgewiesen, wäre zu sagen, daß der einzelne Gletscher zu klein ist, um eine merkbare Deformation der Niveaufläche bzw. Verschiebung des Erdschwerpunkts zu bewirken. Daher wurde die Lage der Inlandgletscher nicht berücksichtigt, wohl aber ihre Gesamtmasse, die immerhin 1 % des irdischen Eises ausmacht. Allerdings kann man einwenden, daß sicherlich nicht alles Wasser der abgeschmolzenen Gletscher das Meer erreicht.

Nun wurden alle Gebiete der Erde, wo eine Massenänderung eintritt (positiv auf den Meeren, negativ in Grönland und Antarktika) in 504 annähernd quadratische Teilstücke zerlegt, deren Ausdehnung in Äquatornähe $10^0 \times 10^0$, in Polnähe $40^0 \times 5^0$ betrug. Die Art der Zerlegung von Grönland und Antarktis ist den Abbildungen 1, 1a, 2 und 2a zu entnehmen. Die Flächen der schematisierten Ersatzgebiete für Grönland und Antarktis entsprechen genau den tatsächlichen Werten. Die Mächtigkeiten der Eisdecken wurden so angenommen, daß das Gesamtvolumen den Werten der Tabelle entspricht. In Grönland ist das einheitlich 1300 m Eis = 1196 m Wasser (bei einer Eisdichte von $0,92 \text{ g cm}^{-3}$); in Antarktis zum größten Teil 2000 m = 1840 m Wasser, in einem kleineren Teil 3000 m =

Abbildung 1



Die Abbildung 1 zeigt Grönland in stereographischer Polarprojektion. Punkt S ist jener Punkt, auf den der Vektor der Schwerpunktsverschiebung zeigt. Er liegt unweit des magnetischen Südpols.

Abbildung 1a

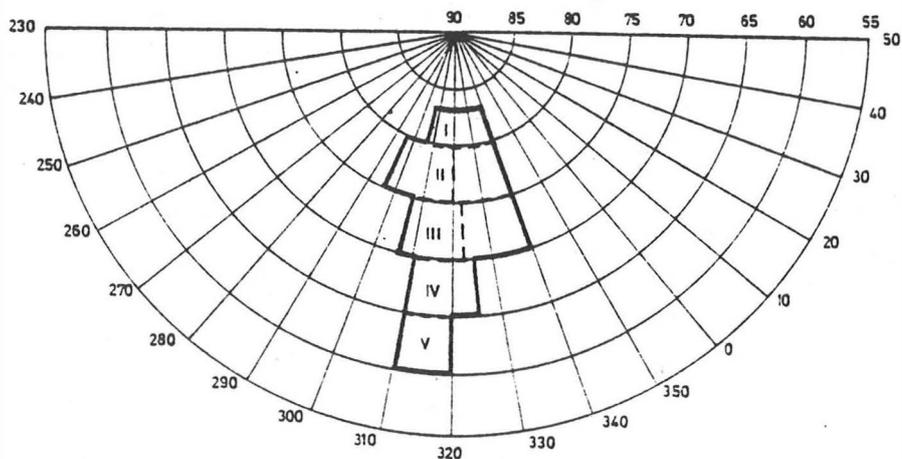
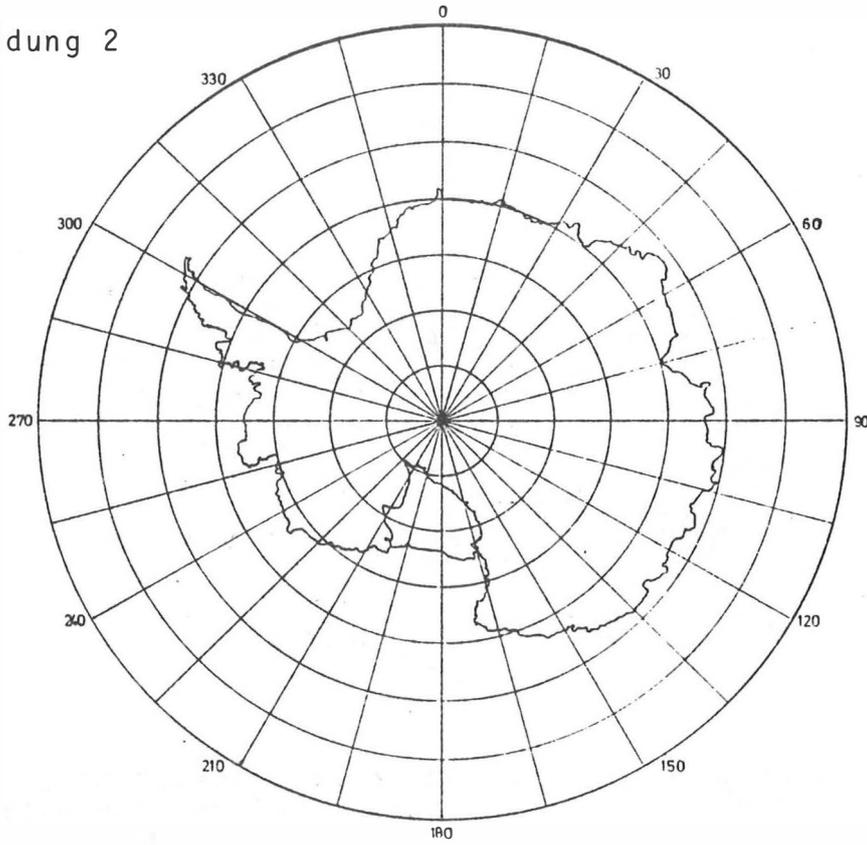


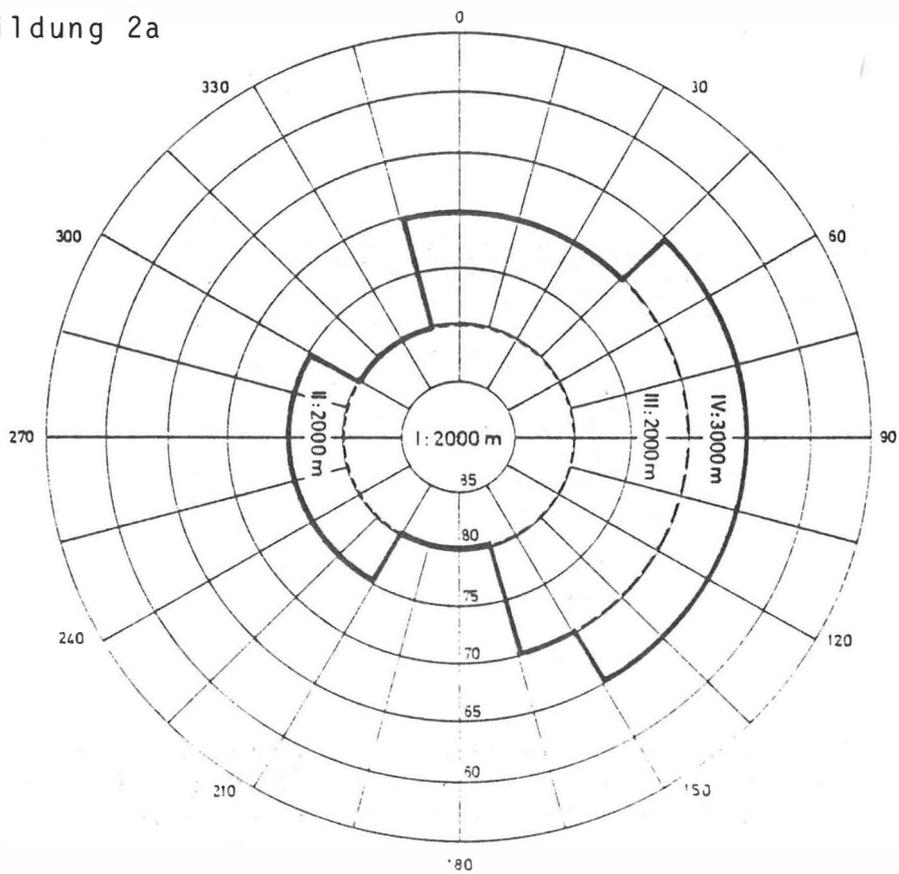
Abbildung 1a zeigt die Schematisierung von Grönland und die Einteilung in 5 Kompartments. Auf Flächengleichheit des schematisierten und tatsächlichen Kontinents wurde geachtet.

Abbildung 2



Die Abbildung 2 zeigt die Antarktis in stereographischer Polarprojektion

Abbildung 2a



2760 m Wasser. Die Schematisierung der Kontinente erfolgte in ganz ähnlicher Weise.

Da die Fläche der Meere $362 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ beträgt, ergibt die Verteilung der gesamten Eismasse von $29,4 \cdot 10^{18} \text{ kg}$ eine Belegung mit einer Wasserschicht von 81 m. Das ist der Mittelwert der Meeresspiegeländerung über das ganze Weltmeer. Er sagt nichts aus über die Hebung - oder Senkung - des Meeresspiegels an einer bestimmten Küste. Vielfach wird sofort an diesen Mittelwert die Betrachtung geknüpft, wie viel Land dadurch überflutet wird. Einer von KOSSINNA erarbeiteten Tabelle über die Häufigkeitsverteilung der Höhen und Tiefen der Erdoberfläche (siehe EGYED, 1969) entnimmt man, daß $37 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ eine Höhe zwischen 0 und 200 m haben. Also schließt man daraus, daß eine Meeresspiegelhebung von 81 m $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Land überschwemmen würde. Auch diese Überlegung ist zu einfach; sie berücksichtigt nämlich nicht die geographische Lage der abgeschmolzenen Eismasse.

Die Berechnung der Meeresspiegeländerung erfolgt nun in 3 Schritten.

a) Berechnung der Niveauflächendeformation

Die sich anbietende Berechnungsmethode wäre eine Entwicklung nach harmonischen Polynomen. Diese soll jedoch der vertieften Untersuchung vorbehalten bleiben. Hier wurde ein vereinfachtes Verfahren gewählt, das für den beabsichtigten Zweck genügend genau ist. Von jedem der früher genannten 504 von Meridianen und Parallelkreisen begrenzten Teilstücke wird die Fläche

$$(1) \quad F = R^2 (\sin \phi_2 - \sin \phi_1) \cdot \Delta \lambda, \quad R = \text{Erdradius}$$

und die Masse der (positiven oder negativen) Belegung berechnet:

$$(2) \quad m = F \cdot D,$$

worin D die Dicke der Belegung ist (auf dem Meer ist $D = + 81 \text{ m}$, auf Grönland bzw. Antarktis $- 1196 \text{ m}$ bzw. $- 1840$ und $- 2760 \text{ m}$).

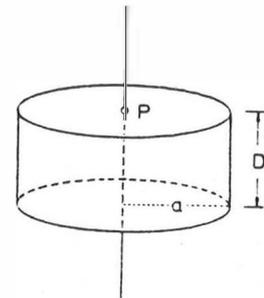
Das Kompartiment wird durch eine Kreisscheibe gleicher Fläche ersetzt mit dem Radius

$$(3) \quad a = \sqrt{\frac{F}{\pi}} .$$

Das Potential eines solchen Kreiszyllinders auf den Punkt seiner Achse in der Oberfläche ist

$$(4) \quad v = 2\pi G \rho a D,$$

mit G = Gravitationskonstante
 ρ = Dichte.



Damit folgt die Hebung der Niveaulfläche in P zu

$$(5) \quad h = \frac{v}{g} , \quad g = \text{Erdschwerebeschleunigung.}$$

g darf man hier durch $g = \frac{4}{3} \pi G R \rho_m$ ersetzen.

Da die mittlere Dichte der Erde $\rho_m = 5,52$ und $\rho = 1$ ist, folgt endgültig:

$$(6) \quad h = 0,272 \cdot \frac{a}{R} \cdot D , \quad R = 6371 \text{ km.}$$

Das ist die Wirkung eines Kompartments auf sich selbst. Nun muß noch die Wirkung eines jeden Kompartments auf jedes andere berechnet werden. Das darf nun schon genügend genau so erfolgen, als wären die zylindrischen Scheiben Punktmassen. Das Potential einer Punktmasse ist

$$(7) \quad v' = \frac{Gm}{d}$$

wenn m die Punktmasse, d den Abstand der Masse bedeutet. d wird aus den sphärischen Koordinaten (R, ϕ, λ) der Punkte berechnet. Die Höhenänderung der Niveaulfläche folgt wie in (5), nun aber drückt man besser g durch

$$(8) \quad g = \frac{GM}{R^2}$$

aus; M = Gesamtmasse der Erde = $5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$.

Also

$$(9) \quad h' = \frac{m}{M} \cdot \frac{R^2}{d} .$$

Für jedes Kompartiment ist dann die Summe aller h' zu h aus (6) hinzuzufügen.

b) Berechnung der Verschiebung des Erdschwerpunktes

Beim Abschmelzen des Eises werden gigantische Massen vom Südpol weg über 70 % der Erde verteilt. Dies bewirkt eine Verschiebung des Schwerpunkts, der die Weltmeere folgen; das Festland aber, in bezug auf dessen Küsten ja die Meeresspiegeländerungen gemessen werden sollen, bleibt von der Schwerpunktsverlagerung unberührt! Wollte man das neue Meeresspiegelniveau auf den neuen Schwerpunkt beziehen, so hätte die Anbringung der Schwerpunktsverschiebung zu unterbleiben. Gesucht ist aber das neue Meeresspiegelniveau in bezug auf den alten Schwerpunkt, der gewissermaßen durch die Kontinente repräsentiert wird. Auch hier haben besondere Überlegungen gezeigt, daß im Rahmen der angestrebten Genauigkeit die einzelnen Kompartiments durch Punktmassen ersetzt werden dürfen.

Die Komponenten des Verschiebungsvektors eines einzelnen Kompartiments sind:

$$\begin{aligned} \Delta \xi &= \frac{m}{M} \cdot R \cos \phi \cos \lambda \\ (10) \quad \Delta \eta &= \frac{m}{M} \cdot R \cos \phi \sin \lambda \\ \Delta \zeta &= \frac{m}{M} \cdot R \sin \phi \end{aligned}$$

Die Addition aller einzelnen Verschiebungsvektoren gibt schließlich den Vektor der Gesamtverschiebung. Die Berechnung ergab

$$(11) \quad \vec{s} = \begin{pmatrix} \xi \\ \eta \\ \zeta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} - 3,5 \text{ m} \\ - 5,0 \text{ m} \\ + 22,1 \text{ m} \end{pmatrix}$$

Der Betrag der Verschiebung ist $s = 22,94 \text{ m}$ in Richtung auf den Punkt $S(\phi = 74,5^\circ; \lambda = 235^\circ)$. Er ist in der Abbildung 1 markiert.

Aus Vektor (11) ist nun für jedes Kompartiment die Komponente t des Verschiebungsvektors senkrecht zum jeweiligen Kompartiment zu berechnen. Das geschieht durch Projektion des Verschiebungsvektors \vec{s} auf die Normale des Kompartiments; ist θ der Winkel den Verschiebungsvektor und Ortsvektor eines Kompartiments einschließen, dann gilt:

$$(12) \quad t = s \cdot \cos \theta \quad \text{mit} \\ \cos \theta = \sin \phi \sin \phi_0 + \cos \phi \cos \phi_0 \cos(\lambda - \lambda_0).$$

Es ist sofort einleuchtend, daß entlang eines Großkreises der normal auf \vec{s} steht die Meeresspiegeländerung wegen Schwerpunktsverschiebung gleich Null ist.

c) Herstellung der Volumsgleichheit

Die aus a) und b) folgende Gesamthöhenänderung eines Meereskompartiments ist

$$(13) \quad H_i' = (h + \sum_{503} h' + t)_i .$$

(Die Höhenänderung der Niveaufläche in Grönland und Antarktis interessiert in diesem Zusammenhang nun nicht mehr).

In dem H_i' eines Meereskompartiments ist aber der 81 m hohe Wasserzuwachs noch nicht enthalten! Um das einzusehen, denke man sich in den Abschnitten a) und b) die 81 m-Schicht durch eine unendlich dünne Flächenbelegung entsprechender Flächendichte ersetzt. Nun ist keine materielle Wasserschicht den einzelnen Kompartiments hinzugefügt worden, die Potentialwirkung und die Wirkung der Schwerpunktsverschiebung ist aber gegeben. Die Volumsänderung des Meeres bei einer Flächenbelegung (Kondensation) ist gleich Null, d.h. es muß gelten:

$$(14) \quad \frac{\sum_{\text{Meer}} (H_i' \cdot F_i)}{\text{Meeresfläche}} = 0 .$$

Der tatsächlich aus der Berechnung sich ergebende Wert von (14) ist +0,4 m; dieser Betrag ist von allen Meereskompartiments zu subtrahieren, um Volumsgleichheit herzustellen.

Über dieser neuen Niveaufläche ist nun die Wassermasse von $29 \cdot 10^{18}$ kg auszugießen, d.h. wegen der Dichte $\rho = 1$ muß der Volumszuwachs der Weltmeere gleich $29 \cdot 10^{15}$ m³ sein, daher sind alle H_i' der Meereskompartments um 81 m zu vergrößern:

$$(15) \quad H_{i, \text{Meer}} = H_i' + 81 \text{ m} .$$

C) DAS ERGEBNIS

Das Resultat wurde in Tabellenform von der Rechenanlage ausgedruckt, wird hier aber nur graphisch wiedergegeben. Die Abbildung 3 zeigt die Kontinente in quadratischer Plattkartenprojektion. Die Mittelpunkte der Meereskompartments sind durch Punkte gekennzeichnet, mit beigefügter Höhenänderung. Die Abb.3 wurde mit Hilfe eines Programms von Dipl.Ing.ANTES automatisch gezeichnet. Nur die Linien gleicher Höhenänderung wurden von Hand eingezeichnet. Herr ANTES hat mich auch bei den Berechnungen unterstützt, wofür ich ihm Dank sage.

D) DIE KONSEQUENZEN

Wie man sofort sieht, ist die eustatische Meeresspiegeländerung keineswegs "uniform all over the world". Die wahren Verhältnisse zeigt Abbildung 3, in der Linien gleicher Meeresspiegeländerung im Abstand von 10 m eingezeichnet wurden. Eine Wiedergabe des Computer-Ausdrucks der Änderungen würde den Rahmen dieser Arbeit übersteigen.

Die Hebung des Meeresspiegels an den Küsten Nordeuropas und Sibiriens beträgt mehr als 100 m und würde gewaltige Gebiete überschwemmen. Das Mittelmeer steigt um 95 - 99 m. Überflutungen sind vor allem an den großen Flußmündungen zu erwarten. In Abb. 3 sind die überfluteten Gebiete nur ganz grob durch Schraffung angedeutet. Man beachte, daß an weiten Teilen der Küste der Antarktis der Meeresspiegel sinken würde, in der Gegend des Ross-Eisshelms um mehr als 23 m! Am Südpol erreicht die Depression der Niveaufläche in Höhe der ursprünglichen Meeresoberfläche gar - 154 m. Der Wert ist deshalb so besonders groß, weil auf dem Kontinent der Wasser-

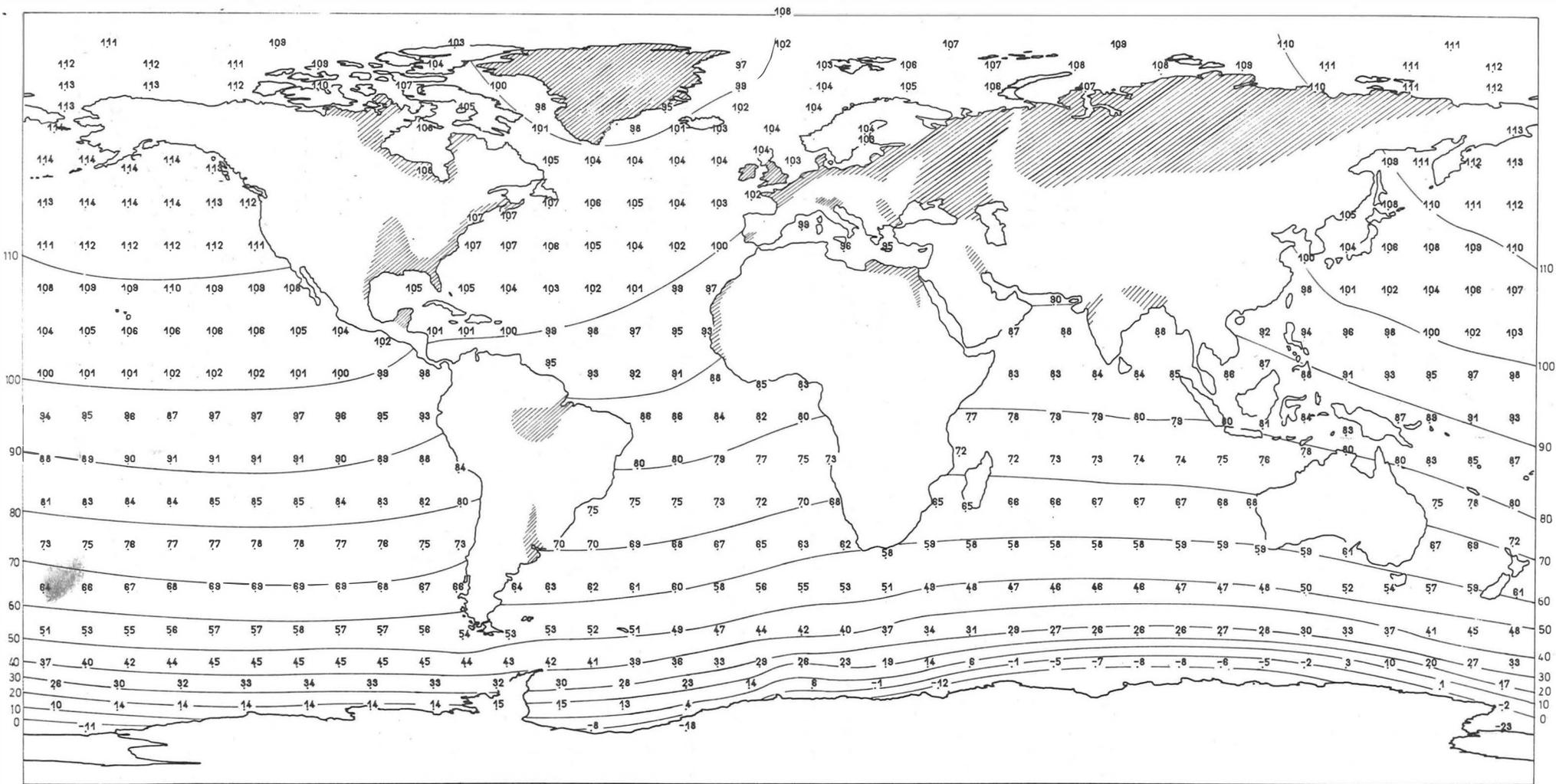


Abbildung 3

zuwachs von + 81 m wegfällt. Am Nordpol dagegen wird der Meeresspiegel um 108 m gehoben. Es tritt also klar eine Aufwölbung der globalen Niveauflächen am Nordpol und eine Depression am Südpol auf. Macht man die hypothetische Annahme, die Erde sei vor dem Abschmelzen im hydrostatischen Gleichgewicht gewesen, es hätte also Symmetrie zur Äquator-ebene geherrscht, so zeigt sich nun nach dem Abschmelzen diese Symmetrie gestört und die Erde würde "Birnenform" annehmen, genauso wie dies in BRETTERBAUER, 1975, qualitativ abgeschätzt wurde. Die gegenwärtige, eindeutig nachgewiesene Birnenform der Erde ist eine Folge des Abschmelzens der pleistozänen Vereisung. Die Tatsache, daß diese weniger ausgeprägt ist als in dem hier berechneten Modell, ist eine Folge des isostatischen Massenausgleichs, der ja noch keineswegs abgeschlossen ist.

Für die Geodäsie und Astronomie mindestens ebenso interessant sind die im Gefolge von Massenverschiebungen auftretenden Änderungen der dynamischen Parameter der Erde. In erster Linie interessieren die Trägheitsmomente und mit ihnen verknüpfte Parameter. Bezüglich der Beziehungen zwischen den Parametern muß auf die Literatur verwiesen werden (z.B. LEDERSTEGGER, 1969). Für die Berechnung der Änderungen der Trägheitsmomente konnten die positiven und negativen Belegungen wieder als Punktmassen aufgefaßt werden. Sind x , y , z die Koordinaten dieser Punktmassen, dann folgen die Änderungen der Trägheitsmomente aus:

$$\begin{aligned} \Delta A &= \sum_1^{504} (y^2 + z^2) dm = - 0,436 \cdot 10^{40} \text{ g cm}^2 \\ (16) \quad \Delta B &= \sum (z^2 + x^2) dm = - 0,357 \cdot 10^{40} \\ \Delta C &= \sum (x^2 + y^2) dm = + 0,757 \cdot 10^{40} . \end{aligned}$$

Die ebenfalls wichtigen Deviationsmomente wurden in dieser Übersichtsarbeit nicht berechnet. Die folgende Tabelle gibt eine Zusammenstellung der gegenwärtig gültigen Werte

einiger dynamischer Parameter (nach MORITZ, 1980 und ABALAKIN, 1982) in Gegenüberstellung zu den Werten nach der Abschmelzung:

Parameter	derzeitiger Wert	veränderter Wert
Gravitationskonstante	$G = 66,72 \cdot 10^{-9} \text{ g}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-2}$	---
Erdmasse	$M = 5,974 \cdot 10^{27} \text{ g}$	---
große Halbachse	$a = 6\,378\,137 \text{ m}$	6 378 220 ??
Winkelgeschw.	$\Omega = 7292115 \cdot 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$	$7292046 \cdot 10^{-11}$
Tageslänge	$T = 86\,164,10 \text{ s}$	86 164,91
Trägheitsmoment	$A = 80101,25 \cdot 10^{40} \text{ g cm}^2$	$80100,81 \cdot 10^{40}$
	$B = 80101,25 \cdot 10^{40}$	80100,89
	$C = 80364,355 \cdot 10^{40}$	80365,112
	$C - \frac{1}{2}(A + B) = 263,11 \cdot 10^{40}$	264,26
Formfaktor	$J_2 = 1082,637 \cdot 10^{-6}$	$1087,3730 \cdot 10^{-6}$
dynamische Abplattung	$H = 3273,952 \cdot 10^{-6} = 1/305,44$	1/304,11
Eulerperiode T_E	$T_E = 303,6 \text{ Tage}$	302,3

Der Leser möge sein Augenmerk weniger auf die absoluten Werte als vielmehr auf deren Veränderungen legen. Wie von vornherein zu erwarten war, wächst das Trägheitsmoment um die Rotationsachse C und daher muß wegen der Konstanz des Drehimpulses die Winkelgeschwindigkeit Ω abnehmen und damit die Tageslänge zunehmen. Aus

$$(17) \quad \Omega \cdot C = \text{const.}, \quad \Omega = 2\pi/T \quad \text{folgt}$$

$$(18) \quad \Delta\Omega = -\frac{\Delta C}{C} \cdot \Omega, \quad \Delta T = -\frac{\Delta\Omega}{\Omega} \cdot T = \frac{\Delta C}{C} \cdot T.$$

Daraus errechnet sich die Tagesverlängerung zu $\Delta T = + 0,81 \text{ s}$.

Nimmt man (wie in der Tabelle stillschweigend geschehen) für die Erde vor der Abschmelzung Rotationssymmetrie an ($A=B$), so bewirkt die Abschmelzung eine leichte Dreiachsigkeit. Diese kann durch

$$(19) \quad e = \frac{\frac{1}{B} - \frac{1}{A}}{\frac{2}{C} - \left[\frac{1}{A} + \frac{1}{B} \right]} = 1,519 \cdot 10^{-4} = 1/6585$$

charakterisiert werden. Der Wert stellt eine dynamische Abplattung der Äquatorellipse dar.

Damit sind aber noch lange nicht alle Konsequenzen gezogen. Die Änderung der Trägheits- und Deviationsmomente und die Tatsache, daß die Schwerpunktsverschiebung nicht in Richtung der Rotationsachse erfolgt, muß eine merkliche Polbewegung einleiten. Aussagen darüber erfordern jedoch wesentlich tieferschürfende Untersuchungen, die einer anderen Studie vorbehalten bleiben sollen. Als wichtigste Erkenntnis bleibt die Deutung der Birnenform der Erde als Folge des Abschmelzens der letzten großen Vereisung.

L I T E R A T U R :

- ABALAKIN, V.: Kinoshita's Theory of the Rotation of the Rigid Earth; Lecture Notes, Third International Summer School in the Mountains, Admont, 1982
- ANTES, E.: Erstellung kartographischer Netzentwürfe auf dem Plotter Coragraph DC-2; Diplomarbeit, TU Wien, 1982
- BRETTTERBAUER, K.: Aspekte einer Glazialgeodäsie; Geowissenschaftliche Mitteilungen, Heft 7, Wien, 1975
- EGYED, L.: Physik der festen Erde, Budapest, 1969
- KICK, W.: Das Eis der Erde und die Geodäsie; ZfV.Nr.11,1971
Present Knowledge on Glacial Eustasy; Report on the Symposium of Coastal Geodesy, TU München, 1970
- KIVIOJA, L.: Effects of Mass Transfers Between Land-Supported Ice Caps and Oceans on the Shape of the Earth and on the Observed Mean Sea Level; Bulletin Geodésique, Nr.85, 1967
- LEDERSTEGGER, K.: Astronomische und Physikalische Geodäsie; Handbuch der Vermessungskunde, Bd.V, Stuttgart, 1969
- MORITZ, H.: Geodetic Reference System 1980; Bulletin Geodésique, The Geodesists Handbook, 1980
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Stuttgart, 1954

Geowiss.Mitt.
21, 1982/ S.33-40

SPITZBERGENEXPEDITIONEN DER DDR

von
L. STANGE

Prof. Dr. phil. habil. Wolfgang Pillewizer
zum 70. Geburtstag

Prof.Dr.-Ing.habil. Lothar Stange
Technische Universität Dresden,
DDR - 8027 Dresden, Mommsenstr.13

Das Jahr 1982 ist im Hinblick auf die internationale Polarforschung mit einer Reihe bedeutsamer Jubiläen verbunden. Vor hundert Jahren koordinierten erstmals in der Wissenschaftsgeschichte 10 Staaten ihre Aktivitäten zur Erforschung der damals weitgehend unbekanntem Polargebiete im ersten Internationalen Polarjahr 1882-83. 50 Jahre sind seit dem zweiten Internationalen Polarjahr 1932-33 vergangen, und vor 25 Jahren erreichte die Polarforschung im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957-58 einen erneuten Höhepunkt. Der 20. Jahrestag der ersten deutschen Spitzbergenexpedition des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik der DDR kann natürlich nicht in eine Reihe mit den erwähnten Jubiläen bedeutender internationaler wissenschaftlicher Kooperationen gestellt werden, aber vielleicht rechtfertigt der 70. Geburtstag des Initiators dieser Unternehmung, des verehrten Prof. Dr. WOLFGANG PILLEWIZER, die Rückschau auf die beiden Spitzbergenexpeditionen der DDR 1962 und 1964-65.

W. PILLEWIZER, der von 1958 bis 1970 als Ordinarius für Kartographie an der Technischen Universität Dresden wirkte, hatte im engen Zusammenwirken mit dem Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der Akademie der Wissenschaften der DDR den Anstoß dazu gegeben, daß die DDR 1962 und 1964 Expeditionen nach Spitzbergen ausrüstete. Bereits im Jahre 1958 hatten zwei Expeditionsgruppen der DDR glaziologische Arbeiten im Rahmen sowjetischer Expeditionen im Pamir und im Tienschan-Gebirge ausgeführt, und seit 1959 hatte sich die regelmäßige Teilnahme von Gruppen an den sowjetischen Antarktisexpeditionen zur Tradition entwickelt. Aber die beiden Spitzbergenexpeditionen waren die ersten selbständigen Polarexpeditionen der DDR. Als Expeditionsgebiet wurde der Kongsfjord im nördlichen Westspitzbergen unter 79° nördlicher Breite ausgewählt, nicht zuletzt deshalb, weil PILLEWIZER im gleichen Gebiet bereits im Jahre 1938 glaziologische Arbeiten vorgenommen hatte.

Die Spitzbergenexpedition 1962 stand unter der erfahrenen Leitung von W. PILLEWIZER, umfaßte 13 Teilnehmer und erstreckte sich über den Zeitraum vom 9. Juni bis zum 25. August 1962. Als Transportmittel war das Expeditionsschiff "Prof. Penck" zur Verfügung gestellt worden. Die von L. STANGE geleitete Expedition 1964-65 setzte sich aus 18 Teilnehmern zusammen, von denen 5 auf Spitzbergen überwinterten. Sie begann am 18. Juni 1964 und endete am 16. September 1964 bzw. am 19. Juli 1965. Als Expeditionsschiff wurde die "Meteor" genutzt. Beide Expeditionsschiffe waren zu Forschungsschiffen umgebaute Logger von jeweils 300 BRT Wasserverdrängung. Obwohl der Autor dieses Beitrages Expeditionsleiter der Expedition 1964-65 war, standen auch bei dieser Expedition wesentliche Etappen der Vorbereitung und der Auswertung unter der unmittelbaren Leitung W. PILLEWIZERS.

Das Forschungsprogramm beider Expeditionen bildete eine Einheit und umfaßte

- Untersuchungen zur Gletschermechanik
- Gletscherhaushaltsuntersuchungen
- Meteorologisch-hydrologische Forschungen an Gletschern
- Periglazialmorphologische Untersuchungen
- Arbeiten zur Ionosphärenforschung und
- Untersuchungen des Geomagnetfeldes.

Während für die ersten vier Positionen die Eisbedeckung der arktischen Insel Westspitzbergen die Zielrichtung der Forschungen bestimmte, war für die beiden letzten Programmpunkte die hohe Breite von Bedeutung.

Eine wichtige Grundlage für die Arbeiten aller Fachgruppen der Expedition mußte durch eine geodätisch-photogrammetrische Kartenaufnahme geschaffen werden. Dazu wurde das Expeditionsgebiet mit einem Triangulationsnetz überzogen, bestehend aus 15 durch Steinmänner signalisierten Triangula-

tionspunkten, das an die norwegische Spitzbergentriangulation aus dem Jahre 1921 angeschlossen wurde. Die topographische Geländeaufnahme erfolgte durch terrestrische Photogrammetrie von 55 Stereobasen aus. Die stereophotogrammetrische Auswertung wurde am Stereographen vom VEB Carl Zeiss JENA im Maßstab 1:25 000 vorgenommen. Nach kartographischer Bearbeitung im Institut für Kartographie der TU Dresden entstanden für das 700 km² große Expeditionsgebiet zwei Kartenblätter "Indre Kongsfjorden" (Innerer Kongsfjord) im Maßstab 1:25 000 und eine Karte "Kongsvegen-Kronebre" im Maßstab 1:50 000. Beide Kartenwerke liegen in 6 Farben gedruckt vor. Sie stellen das kartographische Hauptergebnis der beiden Spitzbergenexpeditionen dar und können anderen internationalen Forschungsexpeditionen nach Spitzbergen als Kartengrundlage gute Dienste leisten. Darüber hinaus wurde noch eine Reihe von Spezialkarten, teils in großen Maßstäben, aufgenommen, die Blomstrandhalbinsel 1:15 000, der mittlere Lovengletscher 1:10 000 sowie ausgewählte Periglaziallandschaften auf der Blomstrandhalbinsel 1:1 250 und 1:500 und auf der Insel Leirholmen 1:250.

Den Schwerpunkt der Expeditionsarbeiten bildeten glaziologische Forschungen, insbesondere gletschermechanische Studien am blockbewegten System von Kongsvegen-Gletscher und Kronengletscher, das offensichtlich ein instabiles Bewegungsverhalten aufweist. Informationen über dieses Gletschersystem, seinen Frontverlauf, Lage der Mittelmoränen und Bewegungsgeschwindigkeiten lagen vor durch eine Kartenaufnahme von ISACHSEN aus dem Jahre 1906, durch Luftaufnahmen des Norwegischen Polarinstituts von 1936 und durch Aufnahmen PILLEWIZERS aus dem Jahre 1938. Während der beiden Expeditionen wurde das Geschwindigkeitsfeld dieser Gletscher durch photogrammetrische Aufnahme von Geschwindigkeitsprofilen mit hoher räumlicher und zeitlicher Dichte vermessen. Der Kongsvegen-Gletscher wurde durch 21 solche Profile erfaßt, für die regelmäßige Wiederholungsmessungen vorgenommen wurden (bis zu 57mal). Außerdem wurden 12 Geschwindig-

keitsprofile an anderen Gletschern zur Aufnahme derer Geschwindigkeiten angelegt. 1964-65 wurde das Bewegungsverhalten des Kongsvegen kontinuierlich über eine Jahresperiode erfaßt. Dabei gelangen auch photogrammetrische Aufnahmen während der Polarnacht unter Ausnutzung des Mondlichtes bei Temperaturen um -30° C. Die Eisdicke des Gletschers wurde gravimetrisch abgeleitet. Eine willkommene Ergänzung dazu bildeten Tiefenlotungen vor der Kalbungsfront, die im Winter von der Eisdecke des zugefrorenen Fjords ausgeführt werden konnten. Das Bewegungsverhalten des Kongsvegen soll hier nur durch wenige Zahlen charakterisiert werden, die die Geschwindigkeit in Frontnähe angeben:

1938	Juli	2	m/Tag
1962	Juni	4,5	m/Tag
1964	Juli	3,3	m/Tag
ab August	1964	< 2	m/Tag
vom Sept. 64	bis Juni 65	1,5	m/Tag (fast konstant)
1965	Juli	2,5	m/Tag.

Die plötzliche Beschleunigung, die der Gletscher Ende Juni oder Anfang Juli erfährt, kann mit der Bildung einer "Schmier-schicht" an der Gletschersohle durch Schmelzwasser, das durch die Spalten zum Gletschergrund gelangt, erklärt werden. Das rhythmische Bewegungsverhalten des gesamten Gletschersystems ist mit einer deutlichen seitlichen Bewegung der Mittelmoräne verbunden, die die beiden Hauptströme, den Kronenarm und den eigentlichen Kongsvegen, voneinander trennt. Offenbar kann der Kongsvegen mit seinem relativ kleinen Nährgebiet bei heutigen klimatischen Bedingungen sein Bett nicht mehr füllen. Die kontinuierliche Eiszufuhr des Kronenarms aus den weiten Inlandeisgebieten reicht dagegen für eine stabile Gletscher-geschwindigkeit von etwa 2 m pro Tag aus. Dabei riegelt der Kronenarm den Kongsvegen ab. Es kommt zu einer Eisakkumulation im Oberlauf des Kongsvegen und unter gegenwärtigen Bedingungen etwa alle 20 Jahre zu einem Durchbruch dieses Stroms mit stark beschleunigter Gletscherbewegung auf 5 m/Tag und entsprechender Verschiebung der Mittelmoräne. Das Ende

eines solchen Durchbruchs konnte von der Expedition 1962 beobachtet werden.

Die Spitzbergenexpeditionen 1962 und 1964-65 haben eine Fülle wissenschaftlicher Ergebnisse erbracht, die in speziellen Publikationen behandelt worden sind. Das folgende Literaturverzeichnis gibt entsprechende Orientierung. Ebenso bedeutungsvoll ist jedoch die Tatsache, daß bei diesen Unternehmungen jungen Nachwuchswissenschaftlern Gelegenheit gegeben wurde, sich in der rauhen Natur der Arktis zu bewähren und sich in wissenschaftlichen Spezialdisziplinen, wie der Glaziologie, die Sporen zu verdienen. Viele der damals jungen Expeditionsteilnehmer - einige von ihnen waren noch Studenten - sind der Polarforschung und der Glaziologie treu geblieben und haben ihre damals gewonnenen Erfahrungen als Teilnehmer an sowjetischen Antarktisexpeditionen genutzt. Auch dafür sei Prof. W. PILLEWIZER gedankt!

LITERATUR

- NKGG der DDR: Ergebnisse geophysikalischer und geodätischer Forschungsarbeiten im Polargebiet.
Geod. u. geophys. Veröff. Reihe I,
Heft 2 (1966)
- NKGG der DDR: Deutsche Spitzbergenexpedition 1962.
Hydrometeorologische Arbeiten am mittleren Lovengletscher in der Kingsbay.
Geod. u. geophys. Veröff. Reihe III,
Heft 2 (1966)
- NKGG der DDR: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1964 - 65.
Teil I, Teil II und Ergänzungen.
Geod. u. geophys. Veröff. Reihe III,
Heft 9 (1969)

- NKGG der DDR: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1964 - 65. Teil III: Die meteorologischen und hydrologischen Untersuchungen am mittleren Lovengletscher. Geod. u. geophys. Veröff. Reihe II, Heft 12 (1969)
- PILLEWIZER, W.: Bewegungsstudien an einem arktischen Gletscher. Polarforschung, 34 (1964) 12.
- PILLEWIZER, W.: Gletscherland in der Arktis. Brockhausverlag Leipzig 1965
- STANGE, L.: Die geodätischen Arbeiten der Deutschen Spitzbergenexpedition 1964/65. Vermessungstechnik 13 (1965) 11
- VOIGT, U.: The determination of the direction of movement on glacier surfaces by terrestrial photogrammetry. Journal of Glaciology, 45 (1966)

Geowiss.Mitt.
21, 1982/ S.41-66

STATISTISCHE EIGENSCHAFTEN VON BEWEGUNGSSCHWANKUNGEN
POLARER EISSTRÖME

von
Siegfried Meier

Prof. Dr. phil. habil. Wolfgang Pillewizer
zum 70. Geburtstag

Dr. sc. techn. Siegfried Meier
Technische Universität Dresden, Sektion Geodäsie und
Kartographie, Mommsenstr. 13, DDR-8027 Dresden

Zusammenfassung

Das subglaziale Wellenrelief polarer Eisströme bildet sich in den Längsprofilen der Geschwindigkeit und der Deformationsgeschwindigkeit mit gleicher oder ähnlicher Struktur ab. Um das Bewegungssignal aus diskreten Meßwerten optimal präzisieren zu können, müssen die statistischen Eigenschaften der ortsabhängigen Bewegungsschwankungen und der Meßfehler bekannt sein. Für ein sinusförmiges Signal werden die Verteilungen fehlerfreier und fehlerbehafteter Ordinaten sowie Mehrpunkt-Korrelationsfunktionen angegeben. Als ein Kriterium für die spezielle Form der Ordinatenverteilung und die Güte der linearen Prädiktion erweist sich das Signal-Rausch-Verhältnis. Die theoretischen Ergebnisse werden am Längsprofil der Oberflächengeschwindigkeit eines temperierten arktischen Gletschers und eines kalten antarktischen Gletschers mit temperiertem Grundeis überprüft sowie auf Signalprädiktion und Fließgesetzparameter-Schätzung angewandt.

Summary

The bedrock topography of polar ice streams is transferred to the longitudinal profiles of velocity and strain with the same or similar structure. For an optimum prediction of the signal of movement from discrete measuring values the statistical properties of position-dependent variations in movement and of measuring errors should be known. The distribution of errorless ordinates and ordinates afflicted with errors as well as multipoint correlation functions are given. The signal-to-noise ratio proves to be a criterion for the special form of ordinate distribution and the quality of linear prediction. The theoretical results are tested on the longitudinal profile of the surface velocity of a temperate arctic glacier and a cold antarctic glacier with temperate subice. Furthermore, the results are applied to signal prediction and estimation of flow properties.

1. Ortsabhängige Bewegungsschwankungen

Die Oberflächen polarer Eisströme, etwa der Teilströme eines Eisstromnetzes wie in Spitzbergen oder der Ausflußgletscher des Grönländischen und des Antarktischen Eises, sind infolge der die Grenzwerte für Spaltenbildung überschreitenden Deformationsgeschwindigkeiten teilweise oder total zerrissen. Sie können nicht gefahrlos betreten werden; nur in den seltensten Fällen ist es z.B. möglich, Meßpunkte zu signalisieren. Als ein effektives Verfahren zur Bewegungsmessung hat sich daher die Bildmessung mit wiederholten, gleichorientierten Meßaufnahmen von festen Standpunkten am Gletscherrand (terrestrische Photogrammetrie) oder aus der Luft (Aerophotogrammetrie) bewährt; an Gletschern Spitzbergens zuerst erprobt von Pillewizer im Jahre 1938. Die Auswertung der Bildpaare mit sog. Zeitbasis erfolgt gewöhnlich punktweise nach natürlichen Zielen (Eistürme, Spaltenränder, Moränen) mit anschließender Ableitung der Geschwindigkeitsverteilung entlang ausgewählter Linien, etwa parallel zur Fließrichtung (Längsprofile) und quer dazu (Querprofile), seltener flächenhaft als Linien gleicher Geschwindigkeit. Die Querprofile mit parabolischem Mittelteil und steilen Randanstiegen sind in der Regel glatt (Ausnahmen: Reliefknicke, seitliche Zuflüsse, Zusammenfluß von Teilströmen). Die Streuung der Meßwerte um die Profilkurve beruht lediglich auf den Meßfehlern. In den Längsprofilen dagegen bilden sich die wellenförmigen Bodenunebenheiten als ortsabhängige Geschwindigkeitsschwankungen von gleicher oder ähnlicher Struktur ab, zusätzlich überlagert von den Meßfehlern. An temperierten Gletschern schwankt die Geschwindigkeit außerdem zeitlich, besonders im Polarsommer. Derartige zeitabhängige Schwankungen sind mit dem subglazialen Schmelzwasserabfluß korreliert und können bis zu 100% der mittleren Jahresgeschwindigkeit ausmachen. In dieser Arbeit werden ausschließlich die reliefabhängigen Schwankungen in Längsprofilen untersucht.

Das glazial überformte Bodenrelief kann als hinreichend glatt angenommen und mittels harmonischer Funktionen beschrieben werden. Seine Wellenstruktur bildet sich mit gedämpften Amplituden an der Oberfläche ab. In der Dämpfungsbeziehung und in den Bewegungsgleichungen sind Reliefparameter, Bewegungs- bzw.

Deformationsgrößen und Materialeigenschaften natürlicher Eismassen miteinander verknüpft. Sind z.B. die ersteren gemessen, so lassen sich aus dem Vergleich von Relief- und Geschwindigkeits- bzw. Deformationsschwankungen die Fließeigenschaften in situ schätzen (Budd, 1969, Budd und Kadok, 1971). Dies gelingt umso zuverlässiger, je besser sich das wellenförmige Signal aus dem Rauschen der Meßfehler herausfiltern läßt. Unter diesem Gesichtspunkt wird man z.B. Meßbilder in dichter Punktfolge auswerten und die Meßwerte optimal glätten. Bei hohen Genauigkeitsansprüchen bieten sich die Meßwertfilterung und die Signalprädiktion nach kleinsten Quadraten an (Dietrich, 1978). Dazu müssen die statistischen Eigenschaften von Signal und Rauschen a priori bekannt sein. Das mathematische Hilfsmittel ist die Korrelationstheorie stochastischer Prozesse (Obuchow, 1954, Taubenheim, 1969, Grafarend, 1976).

Erste Versuche, Geschwindigkeits- und Deformationskorrelationen von Eismassen zu schätzen, gehen auf den Verfasser zurück (Meier, 1971, 1974). Darauf aufbauend bearbeitete Dietrich (1978) Eisbewegungsmessungen mittels Kollokation, eines verallgemeinerten Schätzverfahrens nach kleinsten Quadraten, welches Filterung, Prädiktion und Ausgleichung als Sonderfälle enthält (Moritz, 1973, 1978). Es zeigte sich, daß mangels umfangreicheren Datenmaterials z.Z. noch keine befriedigende räumliche Bearbeitung skalarer oder vektorieller Signale an Eismassen möglich ist, wohl aber die eindimensionale Prädiktionsfilterung entlang von Profilen. Die lineare Prädiktion nach kleinsten Quadraten ist optimal, wenn die trendfreien Zufallsanteile, welche Signalordinaten und Meßfehler enthalten, normalverteilt sind. Wir werden daher zunächst die Verteilung fehlerfreier und fehlerbehafteter Signalordinaten untersuchen, wobei eine einfache (sinusoidale) Wellenstruktur zugrundegelegt wird.

2. Ordinatenverteilung

Ein Eisstrom konstanter mittlerer Dicke fließe über welligen Untergrund. Das Bodenprofil möge sich entlang der Fließrichtung x in der Oberflächenneigung α wie

$$\alpha' = \alpha - \bar{\alpha} = a_{\alpha} \sin \omega x \quad (1)$$

mit der Wellenlänge $\lambda = 2\pi/\omega$ und der Amplitude a_{α} abbilden. Sind die Deformationsraten klein (Fließgesetzexponent $n \approx 1$; Newtonsche Flüssigkeit), so gilt nach Budd(1969) :

$$\frac{dv}{dx} = \left(\frac{dv}{dx} \right)_0 + \frac{\rho g a_{\alpha}}{2B\omega} \cos \omega x \quad , \quad (2)$$

$$v = v_0 + \left(\frac{dv}{dx} \right)_0 x + \frac{\rho g a_{\alpha}}{2B\omega^2} \sin \omega x \quad (3)$$

mit der Eisdichte ρ , der Schwerebeschleunigung g und dem Fließgesetzparameter B . Die Reliefwelle (1) bildet sich in den Längsprofilen der Geschwindigkeit (3) und der Deformationsgeschwindigkeit (2) ab, und zwar sind v und α phasengleich, dv/dx gegen α und v um $\pi/2$ phasenverschoben. Sind α und dv/dx oder v gemessen und die obigen Voraussetzungen erfüllt, so kann B geschätzt werden.

In (2) und (3) ist dem linearen Trend ein harmonisches Signal s überlagert. Die Dichtefunktion der Ordinaten $s_i = s(x_i)$ eines Signals

$$s = a \sin \omega x \quad (4)$$

lautet

$$f(x) = \begin{cases} \pi^{-1/2} (a^2 - x^2)^{-1/2} & (-a \leq x \leq +a) \\ 0 & (\text{sonst}) \end{cases} \quad (5)$$

mit dem Erwartungswert

$$M_{1,s} = m_s = 0 \quad (5a)$$

und den zentralen Momenten

$$M_{2,s} = \sigma_s^2 = a^2/2, \quad M_{3,s} = 0, \quad M_{4,s} = 3a^4/8 \quad . \quad (5b)$$

Die Meßfehler (Rauschen n) seien normalverteilt mit der Dichtefunktion

$$\xi(y) = (2\pi)^{-1/2} \sigma_n^{-1} \exp(-y^2/2\sigma_n^2) \quad (-\infty < y < +\infty), \quad (6)$$

dem Erwartungswert

$$M_{1,n} = m_n = 0 \quad (6a)$$

und den zentralen Momenten

$$M_{2,n} = \sigma_n^2, \quad M_{3,n} = 0, \quad M_{4,n} = 3 \sigma_n^4. \quad (6b)$$

Die Dichtefunktion $h(z)$ des verrauschten Signals $r = s + n$ erhält man als Faltung $f * g = g * f$. Vom Verfasser wurde die Faltung im Frequenz- bzw. Wellenzahlbereich durchgeführt (Meier, 1981) :

$$h(z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} J_0(a\omega) \exp(-\sigma_n^2 \omega^2 / 2) \cos z\omega \, d\omega \quad (7)$$

mit der Bessel-Funktion erster Art nullter Ordnung J_0 , der Näherungslösung

$$h_1(z) = (4\alpha)^{-1} \pi^{-1/2} \left\{ \exp[-(z-\beta)^2 / 4\alpha^2] + \exp[-(z+\beta)^2 / 4\alpha^2] \right\} \quad (7a)$$

und den Anpassungsparametern

$$\alpha^2 \approx \sigma_n^2 / 2 + 0,0335 a^2, \quad \beta \approx 0,658 a. \quad (7b)$$

Die approximierte Dichtefunktion $h_1(z)$ mit dem Erwartungswert

$$M_{1,r} = m_r = 0 \quad (7c)$$

und den zentralen Momenten

$$M_{2,r} = \sigma_r^2 = 2\alpha^2 + \beta^2, \quad M_{3,r} = 0, \quad (7d)$$

$$M_{4,r} = 12\alpha^2(\alpha^2 + \beta^2) + \beta^4$$

ist fast streng für starkes und noch gut brauchbar für mittleres Rauschen. Bei einem Signal-Rausch-Verhältnis $\sigma_s^2 / \sigma_n^2 > 1,75$ besitzt $h_1(z)$ bei $z_{1,2} \approx \pm \beta$ je ein Maximum und bei $z_0 = 0$ ein Minimum. Liegt demnach ein Meßwerthistogramm mit der Gesamtvarianz σ_r^2 und dem Gipfelabstand $z_1 - z_2 \approx 2\beta$ wie im Beispiel Abb. 3b vor, so können die Signalamplitude a nach (7b) und die Signalvarianz σ_s^2 nach (5b), außerdem die

Fehlervarianz $\sigma_n^2 = \sigma_r^2 - \sigma_s^2$ ohne weiteres geschätzt werden.

Bei starkem Rauschen ($\sigma_s^2 / \sigma_n^2 < 1,75$) rücken die

Gipfel zusammen. Im Grenzfall $a \rightarrow 0$ gehen $\beta \rightarrow 0$,

$\alpha^2 \rightarrow \sigma_n^2 / 2$ und $h_1(z)$ in die Normalverteilung (6) über. Im Beispiel Abb. 2b unterscheidet sich die Dichtefunktion $h_1(z)$ nur noch geringfügig von $N(0; \sigma_r^2)$. Der lineare Prädiktionsansatz ist dann (nahezu) optimal und die gesamte statistische Information ist in der Kovarianzfunktion (KF) enthalten. (Gleiches gilt, wenn sich mehrere Teilsignale $s_j = a_j \sin(\omega_j x + \varphi_j)$, $j = 1, 2, \dots, m$ additiv überlagern. Nach dem zentralen Grenzwertsatz nähert sich die resultierende Ordinatenverteilung mit wachsendem m der Normalverteilung an.) Vom Standpunkt der Prädiktion braucht daher starkes Rauschen nicht unbedingt von Nachteil zu sein !

Bei mittlerem Rauschen wie im Beispiel Abb. 3b sind $h(z)$ nicht normal, der lineare Prädiktionsansatz nicht mehr optimal und in der KF nicht alle Informationen über r enthalten. Zur vollständigen statistischen Beschreibung dienen sog. Mehrpunkt-Korrelationsfunktionen (MPKF).

3. Mehrpunkt-Korrelationsfunktionen

Die KF eines skalaren Feldes $v(\mathbf{r})$, definiert durch

$$C(\mathbf{r}', \mathbf{r}'') := E\{v(\mathbf{r}')v(\mathbf{r}'')\} \quad (3)$$

und abhängig von den Ortsvektoren $\mathbf{r}', \mathbf{r}''$ zweier Punkte P', P'' , heißt auch 2-Punkt-KF. Entsprechend definiert ist die n -Punkt-KF

$$C(\mathbf{r}', \mathbf{r}'', \dots, \mathbf{r}^{(n)}) := E\{v(\mathbf{r}')v(\mathbf{r}'') \dots v(\mathbf{r}^{(n)})\} \quad , \quad (3a)$$

abhängig von den Ortsvektoren $\mathbf{r}', \mathbf{r}'', \dots, \mathbf{r}^{(n)}$ der Punkte $P', P'', \dots, P^{(n)}$. Die allgemeine Struktur der MPKF von Vektorfeldern $\mathbf{v}(\mathbf{r})$ wurde von Grafarend (1972) untersucht. Spezielle MPKF erhält man, wenn gewisse Punkte zusammenfallen, z.B. $P' \equiv P''$, so daß $\mathbf{r}' = \mathbf{r}''$, ...; sie wurden bereits von Kármán und Howardt (1938) sowie Millionstschikow (1941) angegeben (zit. nach Obuchow, 1954).

Wir berechnen 2-, 3-, und 4-Punkt-KF (wie sie z.B. für eine quadratische Prädiktion nach kleinsten Quadraten benötigt werden) des Signals (4), d.h. eines eindimensionalen, stationären, ergodischen Prozesses $v(x)$; vgl. die Übersicht Abb. 1 mit Angabe der benutzten Symbole.

2-PKF :

$$c^{(1,1)} := E\{v(0)v^{-\tau_{12}}\} \equiv \\ a^2 \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} \sin \omega x \sin(\omega x + \omega \tau_{12}) dx .$$

3-PKF :

$$c^{(1,1,1)} := E\{v(0)v(\tau_{12})v(\tau_{13})\} \equiv \\ a^3 \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} \sin \omega x \sin(\omega x + \omega \tau_{12}) \sin(\omega x + \omega \tau_{13}) dx .$$

4-PKF :

$$c^{(1,1,1,1)} := E\{v(0)v(\tau_{12})v(\tau_{13})v(\tau_{14})\} \equiv \\ a^4 \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} \sin \omega x \sin(\omega x + \omega \tau_{12}) \sin(\omega x + \omega \tau_{13}) \sin(\omega x + \omega \tau_{14}) dx .$$

Die speziellen 3- und 4-PKF $c^{(2,1)}$, $c^{(1,2)}$, $c^{(2,1,1)}$, ..., $c^{(1,3)}$ ergeben sich, indem man gewisse Punkte zusammenrücken läßt :

bei $c^{(2,1)}$ $P_3 \equiv P_1$, $\tau_{13} = 0$, ..., bei $c^{(1,3)}$ $P_4 \equiv P_3 \equiv P_2$,

$\tau_{14} = \tau_{13} = \tau_{12}$. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Für $\tau_{ik} \rightarrow 0$ erhält man die zentralen Momente (5b) der Ordinatenverteilung (5).

Die 2-PKF des sinusförmigen Signals (4) ist eine Kosinusfunktion mit $|C(\tau)| \leq C(0)$; nach Moritz (1976) Grenzfall einer positiv definiten KF, die, angewandt in der linearen Prädiktion, kleinste mittlere Prädiktionsfehler m_p erzeugt. Daher ist ein geringer Betrag von m_p keinesfalls ein Kriterium für die Zuverlässigkeit der gewählten KF.

Die MPKF des verrauschten Signals r werden mehr oder weniger von denen des rauschfreien Signals s (Tab. 1) abweichen, in der Regel wohl rascher abklingen (siehe Beispiel Abb. 3c), denn Meßfehler "entkoppeln" die Signalordinaten. Dietrich (1978) benutzte deshalb in der linearen Prädiktion gedämpft schwingende KF. Bei schwacher Dämpfung fällt dann m_p ebenfalls noch klein aus, ohne daß ein optimales Prädiktionsergebnis gewährleistet sein muß. Nach Grafarend (1972) gilt als Kriterium für eine lineare Prädiktion, daß die Signal-MPKF zwischen mehr als zwei Punkten identisch verschwinden. Dies ist bei Signalen (4) mit einer (konstanten) Wellenlänge nicht der Fall. Ob allerdings die nicht-lineare (z.B. quadratische) Prädiktion zu besseren Ergebnissen in der Fließgesetzparameter-Schätzung führen würde, ist zumindest zweifelhaft; die Fehlerinflüsse aus den idealisierenden Annahmen der Eisdynamik sind sicher größer. Immerhin kann man aus dem Vergleich der aus Meßwerten geschätzten MPKF mit denen nach Tab. 1 (bei nicht zu großen Beobachtungskorrelationen) abschätzen, ob die Annahme für den Fließgesetz-Exponenten $n \approx 1$ zulässig ist (Beispiele in Abb. 2c, 3c).

4. Anwendungsbeispiele

Die theoretischen Ableitungen, Ordinatenverteilung und MPKF, werden am gemessenen Längsprofil der Oberflächengeschwindigkeit zweier Eisströme überprüft; Schlußfolgerungen zu Signal-Prädiktion und Fließgesetzparameter-Schätzung schließen sich an. Das Beobachtungsmaterial ist den Geod. Geophys. Veröff., NKGG d. DDR, Berlin, R.III, H.9(1967), Ergänzungen (1969), H.37(1976), H.40(1978), H.49(1981) entnommen.

4.1. Kongsvegen, Westspitzbergen

Der Kongsvegen, bestehend aus zwei Teilströmen mit Eisdicken zwischen 100 und 250 m, die in Perioden von 50 bis 100 a wechselweise aktiv werden (permanente surges) und sich gegenseitig das Einzugsgebiet abriegeln, endet mit ca. 4 km breiter Kalbungsfront im inneren Kongsfjord, Westspitzbergen. Erste terrestrisch-photogrammetrische Geschwindigkeitsmessungen wurden im Sommer 1938 von Pillewizer vorgenommen (Pillewizer,

1939). Aus Wiederholungsmessungen im Sommer 1962 wurde die zeitlich variable Bewegung erkannt (Pillewizer, 1964, Voigt, 1965) und 1964/65 der Jahresgang der Bewegung und seine Beziehung zum Schmelzwasserabfluß erforscht (Meier, 1965, Voigt, 1966, Geod. Geophys. Veröff., MKGG d. DDR, H.III, H.9, 1967, Ergänzungen, 1969). In den Sommern 1962 und 1964 wurden Spitzengeschwindigkeiten in Frontnähe bis 3,6 m/d gemessen. Das Längsprofil Mittelmoräne in Abb. 2a entspricht etwa der mittleren Jahresgeschwindigkeit 1964/65. Es wurde von Dietrich (1978) einer Prädiktionsfilterung unterzogen (Tab. 2).

Die Wellenstruktur ist, bei einer dominierenden Wellenlänge $\lambda \approx 3$ km, recht gleichmäßig ausgeprägt. $\alpha(x)$ und $v(x)$ sind annähernd phasengleich. Die numerisch geschätzten speziellen MPKF stimmen mit den theoretischen trotz starken Rauschens gut überein (Abb. 2c). Die Beobachtungskorrelationen des Bildmeßverfahrens dürften daher vernachlässigbar klein sein ! Allerdings wurde als Trendansatz eine Exponentialfunktion benutzt. Geradenstücke gemäß Modell (3) würden das Ergebnis nicht wesentlich ändern.

Bei einem Signal-Rausch-Verhältnis $\sigma_s^2 / \sigma_n^2 < 1$ (starkes Rauschen) ist die Dichtefunktion der Zufallsanteile (Abb. 2b) annähernd normal. Daher können Signal- und Fehleranteile nicht mit der in Abschnitt 2. diskutierten Häufigkeitsanalyse getrennt werden. Die Unterschiede in den statistischen Parametern aus Kovarianzanalyse und Prädiktion (Tab. 2) sind gering; das Prädiktionsergebnis kann als optimal angesehen werden. Bei einem Eisdickengradient von ca. 2% dürfte das Modell (3) zulässig sein mit Schätzwerten $n \approx 1$, $B \approx 10^{13} \text{ Nsm}^{-2}$ (Newtonsekunde je Quadratmeter = SI-Einheit der dynamischen Viskosität).

4.2. Hays-Gletscher, Enderby-Land

Der Hays-Gletscher ist ein typischer antarktischer Inlandeisgletscher (Ausflußgletscher). Mit einem Einzugsgebiet von ca. 10^4 km^2 , Eisdicken zwischen 500 m an der 7 km breiten

Front und 2000 m im Inland, jahreszeitlich konstanter Geschwindigkeit der aufsitzenden Zunge bis 3m/a und des schwimmenden Zungenteils bis 4m/a bei temperiertem Grundeis (permanent surge) zählt er zu den aktivsten antarktischen Eisströmen. Sein Bewegungsverhalten wurde während der 17., 21. und 23. Sowjetischen Antarktisexpedition (1971-73, 1975/76, 1977/78) erforscht (Dreßler und Meier, 1977, Meier, 1977, Geod. Geophys. Veröff., NKGG d. DDR, R.III, H.37, 1976, H.49, 1981).

Aus dem Längsprofil der Oberflächengeschwindigkeit von insgesamt 90 km Länge wurde der terrestrisch-photogrammetrisch gemessene Abschnitt der aufsitzenden Zunge (Abb. 3a) von Dietrich (1978) einer Prädiktionsfilterung unterzogen (Tab. 2). Die als Trend benutzte Exponentialfunktion weicht nur geringfügig von einem linearen Geschwindigkeitsanstieg zur Front gemäß Modell (3) ab. Die Ordinatenverteilung (Abb. 3b) fällt mit $\sigma_s^2 / \sigma_n^2 > 1,75$ doppelgipflig aus und ermöglicht die Trennung von Signal und Rauschen aus dem Gipfelabstand (Meier, 1981). Die statistischen Parameter aus Kovarianz- und Häufigkeitsanalyse stimmen befriedigend überein, weniger gut mit denen der Prädiktion (Tab. 2) : $\sigma_s^2 / \sigma_n^2 = 1,7$ steht in Widerspruch zur Ordinatenverteilung Abb. 3b; sehr wahrscheinlich wurde die Signalamplitude um ca. 10% unterschätzt. Die lineare Prädiktion ist daher nicht optimal ! Der kleine mittlere Prädiktionsfehler kann von der benutzten, stark unterschwingenden KF erzeugt sein (Moritz, 1976).

Zwischen den numerisch geschätzten und den theoretischen speziellen MPKF treten Abweichungen auf (Abb. 3c). Da mit dem gleichen Bildmeßverfahren wie am Kongsvegen gearbeitet wurde, dürften auch hier die Beobachtungskorrelationen klein sein. Vermutlich folgen die Abweichungen aus einer Wellenstruktur mit unterschiedlichen Wellenlängen ($\lambda \approx 10$ km, 20 km), wodurch Modell (3) und die MPKF nach Tab. 1 nicht mehr exakt zutreffen. Läßt man den Profilabschnitt mit Beobachtungslücke beiseite und hält bei einem Eisdickengradient von ca. 2% $n \approx 1$ noch für zulässig, wird $B \approx 10^{15} \text{ Nsm}^{-2}$.

4.3. Schlußfolgerungen

1. An polaren Eisströmen mit nicht zu großen Deformationsgeschwindigkeiten und Eisdickengradienten können die Fließgesetzparameter allein aus Oberflächenbeobachtungen im Längsprofil ($\alpha(x)$ und $v(x)$ bzw. dv/dx) geschätzt werden. Dies ist von Vorteil, wenn kein genaues Längsprofil der Eisdicken bzw. Bodenreibungen vorliegt.

2. Bei Signal-Rausch-Verhältnissen $\sigma_s^2 / \sigma_n^2 < 1,75$ nähert sich die Ordinatenverteilung der ortsabhängigen Geschwindigkeitsschwankungen der Normalverteilung an und die lineare Signal-Prädiktion ist fast-optimal.

Bei $\sigma_s^2 / \sigma_n^2 > 1,75$ fällt die Verteilung doppelgipflig aus; für die Fließgesetzparameter-Schätzung kann die Signalamplitude genügend genau aus dem Gipfelabstand geschätzt, die dominierende Wellenlänge aus dem Oberflächenrelief abgeleitet werden, so daß sich eine Prädiktion erübrigt.

3. Der Fließgesetzparameter B ("dynamische Viskosität") ist temperaturabhängig gemäß

$$B(T) = B(T_0) \exp(-kT) \quad (k > 0, \text{Konstante}) \quad (9)$$

(Budd, 1969). Am temperierten bzw. fast-temperierten Kongsvegen gelten die Schätzwerte von n und B für die gesamte Zunge. Am kalten Hays-Gletscher (Schmelztemperatur T_0 an der Basis bis ca. 30 km Küstenabstand) nehmen n und B in Richtung Inland mit abnehmender Mitteltemperatur der an der Scherdeformation beteiligten Eisschichten nach (9) zu. Bei kalter Basis südlich km 30 ($n \approx 3$, $B \approx 10^8 \text{Ns}^{1/3} \text{m}^{-2}$; Meier, 1977) müssen zur Schätzung von n und B die Eisdicken bekannt sein. Der o.a. Schätzwert für B gilt daher nur im benutzten Profilabschnitt. Er liegt um zwei Größenordnungen höher als am Kongsvegen, weil infolge des großen Temperaturgradienten in Bodennähe (mindestens von der Größenordnung 10 K/100m) die Mitteltemperatur der an der Scherung beteiligten Grundschichten deutlich unter Schmelztemperatur liegt.

4. Berechnet man mit den geschätzten n und B mittlere Geschwindigkeiten gemäß

$$\bar{v} \approx 2 \rho_S \bar{\alpha}^n \bar{Z}^{n+1} / (n+1)B \approx \rho_S \bar{\alpha} \bar{Z}^2 / B \quad (10)$$

(Budd, 1969), so erhält man (in den Grenzen der Schätzfehler) annähernd die gleichen Beträge wie die an der Oberfläche gemessenen. Daraus kann man schließen, daß der reine Gleitanteil im Mittel nur klein sein wird. Die hohen Ausflugeschwindigkeiten dürften von kräftiger Scherung in den bodennahen Schichten gesteuert werden. Die zeitlichen Geschwindigkeitsänderungen am Kongsvegen, besonders die Sommermaxima mit typischer Parallelversetzung des gesamten Längsprofils, sind dagegen nur mit bedeutenden Schmelzwasser- und Gleit-schwankungen zu erklären.

Literatur

A. Statistische Grundlagen

Grafarend, E.: Nichtlineare Prädiktion. Z. Vermessungswesen, Stuttgart, 97(1972)6, 245-255.

Grafarend, E.: Geodetic applications of stochastic processes. Phys. Earth Planet. Inter., Amsterdam, 12(1976), 151-179.

Meier, R.: Die Verteilung fehlerbehafteter sinusoidaler Meßgrößen. Gerl. Beitr. Geophys., Leipzig, 90(1981)2, 114-124.

Meier, R.: Planar geodetic covariance functions. Rev. Geophys. Space Phys. (im Druck).

Moritz, W.: Least-squares collocation. Deutsche Geod. Komm., München, R.A, H.75(1973).

Moritz, W.: Covariance functions in least-squares collocation. The Ohio State University, Dept. Geod. Sci., Columbus, Ohio, Rep. No. 240 (1976).

Moritz, W.: Least-squares collocation. Rev. Geophys. Space Phys., 16(1978), 421-430.

Obuchow, W.: Statistische Beschreibung stetiger Felder. Akad. Nauk S.S.S.R., 151, No.3(1954). Deutsche Übers. in Göring (Hrsg.): Sammelband zur statistischen Theorie der Turbulenz, Berlin 1958, 1-42.

Taubenheim, W.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig: Akad. Verl.-Ges. Geest & Portig K.-G. 1969.

B. Eisbewegung

Budd, W.F.: The dynamics of ice masses. ANARE Sci. Rep., Melbourne, Ser.A(IV), Glaciol., Publ.No.108 (1969).

Budd, W.F.; U. Radok: Glaciers and other large ice masses. Rep. Progr. Phys., New York, London, 34(1971), 1-70.

Dietrich, R.: Zur Bearbeitung von Eisbewegungsmessungen durch Kollokation. Geod. Geophys. Veröff., HKGG d. DDR, Berlin, R.III, H.40(1973).

- Dreßler, K.; S. Meier: Ausflußgeschwindigkeit und Eisausstoß des Hays-, Campbell- und Assender-Gletschers, Enderby-Land, Antarktika. *Petern. Geogr. Mitt.*, Gotha, 121(1977)3, 224-225.
- Meier, S.: Terrestrische Photogrammetrie an einem arktischen Gletscher während der Polarnacht. *Bildmessung und Luftbildwesen*, Karlsruhe, 33(1965)4, 177-188.
- Meier, S.: Statistische Analyse der Oberflächengeschwindigkeit des Kongsvegen-Gletschers, Westspitzbergen. *Polarforschung*, Münster, 41(1971)1/2, 130-141.
- Meier, S.: Über Kovarianzfunktionen der Eisbewegung. *Polarforschung*, Münster, 44(1974)1, 35-46.
- Meier, S.: Die küstennahe Eisdecke des westlichen Enderby-Landes, Antarktis. Beiträge zu Relief, Bewegung und Massenhaushalt. *Petern. Geogr. Mitt.*, Gotha, Erg.-II, 278(1977).
- MKGG d. DDR (Hrsg.): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1964-1965. *Geod. Geophys. Veröff.*, Berlin, R.III, H.9(1967), Ergänzungen (1969).
- MKGG d. DDR (Hrsg.): Geodätisch-glaziologische Arbeiten am Hays-Gletscher, Enderby-Land, während der 17. Sowjetischen Antarktisexpedition 1972. *Geod. Geophys. Veröff.*, Berlin, R.III, H.37(1976).
- MKGG d. DDR (Hrsg.): Geodätisch-glaziologische Arbeiten am Hays-Gletscher, Enderby-Land, während der 21. und 23. Sowjetischen Antarktisexpedition (Saison 1975/76 und 1977/78). *Geod. Geophys. Veröff.*, Berlin, R.III, H.49 (1981).
- Pillewizer, W.: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergenexpedition 1938. *Petern. Geogr. Mitt.*, Gotha, Erg.-H. 238(1939).
- Pillewizer, W.: Deutsche Spitzbergenexpedition 1962. *Petern. Geogr. Mitt.*, Gotha, 106(1962)4, 236.
- Pillewizer, W.: Bewegungsstudien an einem arktischen Gletscher. *Polarforschung*, Münster, 34(1964)1/2, 247-253.

Voigt, U.: Die Bewegung der Gletscherzunge des Kongsvegen
(Kingsbay, Westspitzbergen). Peterm. Geogr. Mitt.,
Gotha, 109(1965)1, 1-8.

Voigt, U.: The determination of the direction of movement
on glacier surfaces by terrestrial photogrammetry.
J. Glaciol., Cambridge, Vol.6, No.45(1966), 359-367.

Anschrift des Verfassers

Dr. sc. techn. Siegfried Meier
Technische Universität Dresden
Sektion Geodäsie und Kartographie
Mommsenstr. 13
DDR-8027 Dresden

n	n-PKF	$C(\tau_{ik})$
2	$C(1,1)$	$(a^2/2) \cos \omega \tau_{12}$
3	$C(1,1,1) \equiv C(2,1) \equiv C(1,2)$	0
4	$C(1,1,1,1)$	$(a^4/8) [3 \cos \omega \tau_{12} \cos \omega \tau_{13} \cos \omega \tau_{14} + \sin \omega \tau_{12} \cos \omega \tau_{13} \sin \omega \tau_{14} + \sin \omega \tau_{12} \sin \omega \tau_{13} \cos \omega \tau_{14} + \cos \omega \tau_{12} \sin \omega \tau_{13} \sin \omega \tau_{14}]$
4	$C(2,1,1)$	$(a^4/8) [3 \cos \omega \tau_{12} \cos \omega \tau_{13} + \sin \omega \tau_{12} \sin \omega \tau_{13}]$
	$C(1,2,1)$	$(a^4/8) [\cos \omega \tau_{13} (2 + \cos 2 \omega \tau_{12}) + 2 \sin \omega \tau_{12} \cos \omega \tau_{12} \sin \omega \tau_{13}]$
	$C(1,1,2)$	$(a^4/8) [\cos \omega \tau_{12} (2 + \cos 2 \omega \tau_{13}) + 2 \sin \omega \tau_{12} \cos \omega \tau_{13} \sin \omega \tau_{13}]$
4	$C(2,2)$	$(a^4/8) [2 + \cos 2 \omega \tau_{12}]$
	$C(3,1) \equiv C(1,3)$	$(3a^4/8) \cos \omega \tau_{12}$

Tabelle 1

2-, 3- und 4-Punkt-Korrelationsfunktionen gemäß Abb. 1 für das Signal $a \sin \omega x$. $\tau_{ik} := x_k - x_i$.

Statistische Parameter	Kongsvegen, Westspitzbergen		Hays-Gletscher, Enderby-Land		
	(K)	(P)	(K)	(P)	(H)
Signal- amplitude a (in cm/d)	6,2	6,5	18,5	17,0	13...20
Signalvarianz $\sigma_s^2 = a^2/2$ (in cm ² /d ²)	19,4	21,1	171	144	162...200
Fehlervarianz σ_n^2 (in cm ² /d ²)	30,0	28,3	56	83	65...27
Gesamtvarianz σ_r^2 (in cm ² /d ²)	49,4		227		
Signal-Rausch- verhältnis σ_s^2/σ_n^2	0,65	0,75	3,0	1,7	2,5...7,4
mittlerer Prädiktions- fehler m_P (in cm/d)	± 1,5...± 3,0		± 1,5...± 4,0		

Tabelle 2

Statistische Parameter der Anwendungsbeispiele. Schätzwerte aus Kovarianzanalyse (K) und Prädiktion (P) nach Dietrich (1978), aus Häufigkeitsanalyse (H) nach Meier (1981).

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1 Schema der 2-, 3- und 4-Punkt-Korrelationsfunktionen eines eindimensionalen stationären stochastischen Prozesses.
- Abb. 2a Kongsvegen, Westspitzbergen. Längsprofil Mittelmoräne der Oberflächengeschwindigkeit. Meßwerte und prädiziertes Signal (nach Dietrich, 1978). $x = 0$ in Frontnähe.
- Abb. 2b Kongsvegen, Westspitzbergen. Histogramm der Zufallsanteile z im Längsprofil der Oberflächengeschwindigkeit (nach Dietrich, 1978) mit angepaßter Dichtefunktion $h_1(z)$ nach Gleichung (7a).
- Abb. 2c Kongsvegen, Westspitzbergen. Spezielle 2-, 3- und 4-Punkt-Korrelationsfunktionen der Geschwindigkeitsschwankungen im Längsprofil, im Vergleich mit den Funktionen in Tab. 1 ($R(\tau) := C(\tau)/C(0)$).
- Abb. 3a Hays-Gletscher, Antarktika. Längsprofil der Oberflächengeschwindigkeit des aufsitzenden Zungenteils. Meßwerte und prädiziertes Signal (nach Dietrich, 1978). $x = 0$ in Grenznähe zum schwimmenden Zungenteil, etwa 5 km südlich der Front.
- Abb. 3b Hays-Gletscher, Antarktika. Histogramm der Zufallsanteile z im Längsprofil der Oberflächengeschwindigkeit (nach Dietrich, 1978) mit angepaßter Dichtefunktion $h_1(z)$ nach Gleichung (7a).
- Abb. 3c Hays-Gletscher, Antarktika. Spezielle 2-, 3- und 4-Punkt-Korrelationsfunktionen der Geschwindigkeitsschwankungen im Längsprofil, im Vergleich mit den Funktionen in Tab. 1 ($R(\tau) := C(\tau)/C(0)$).

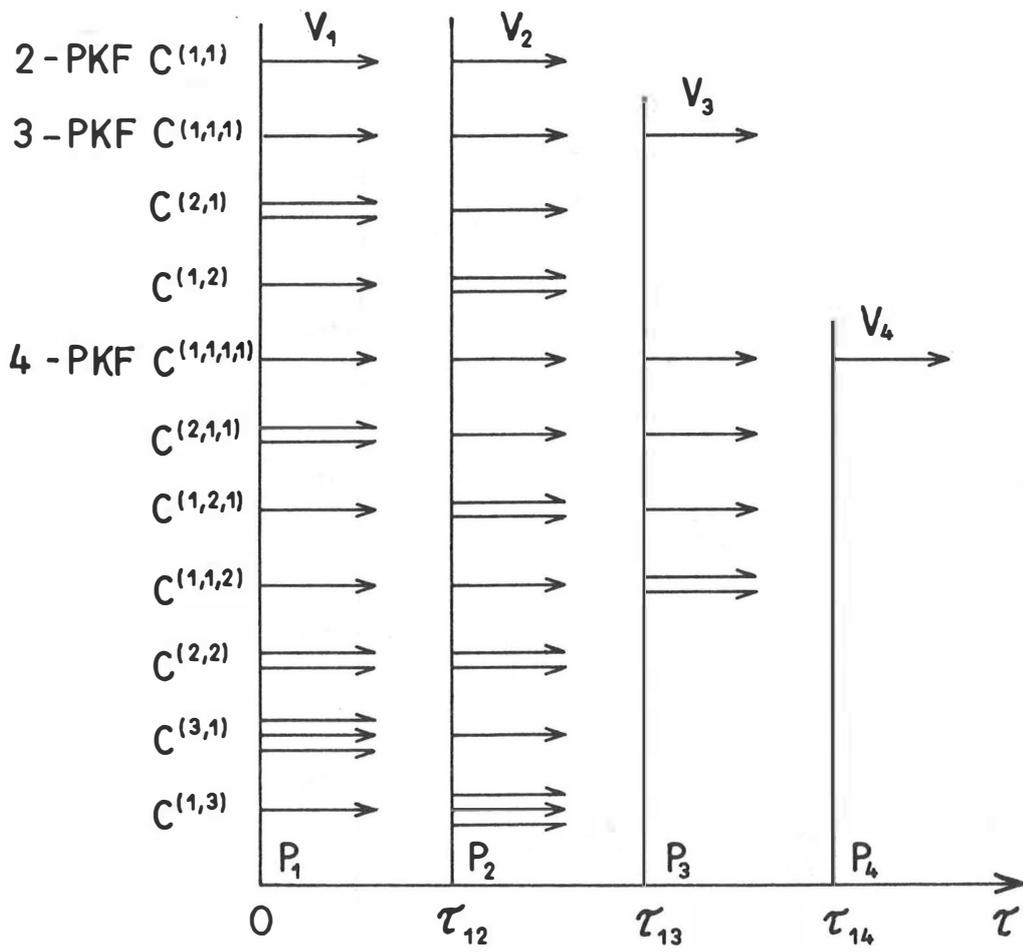


Abb. 1

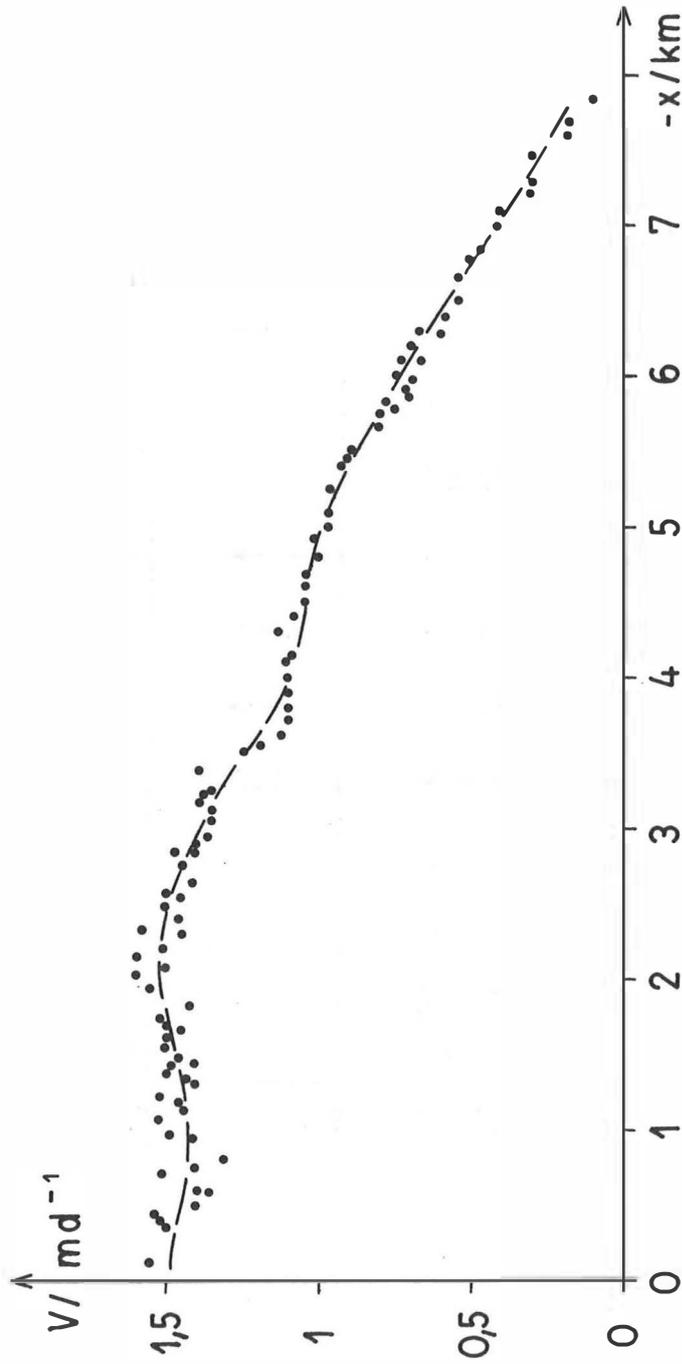


Abb. 2a

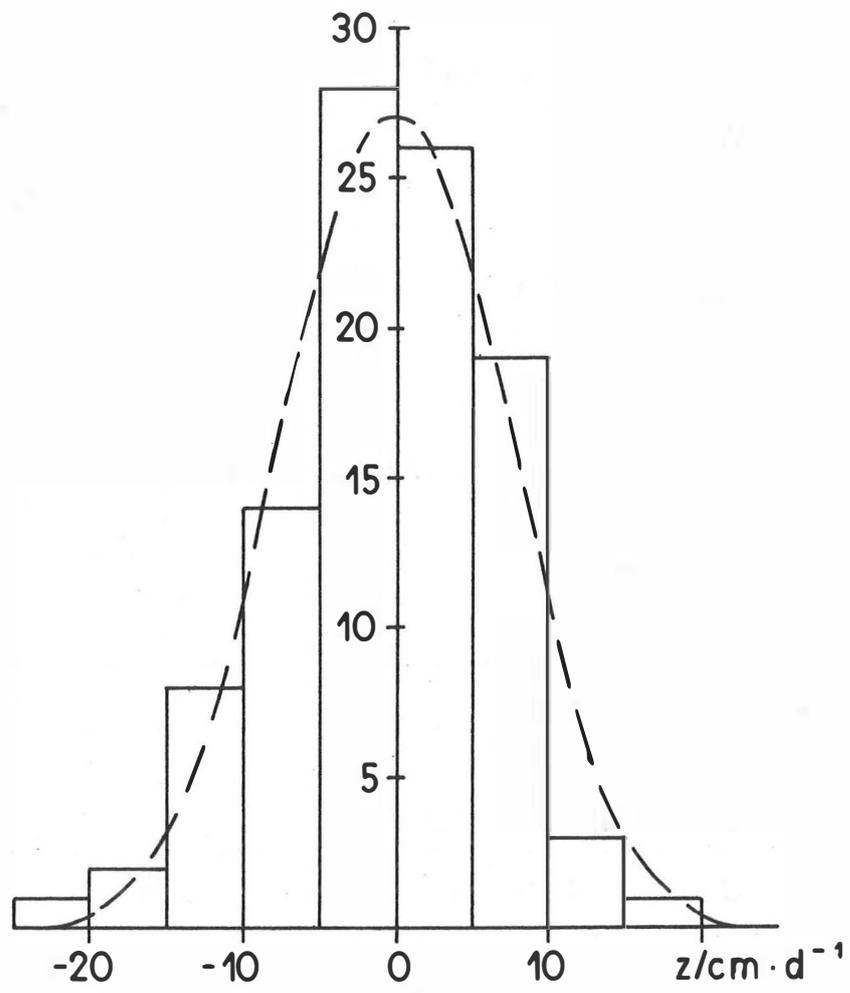


Abb. 2b

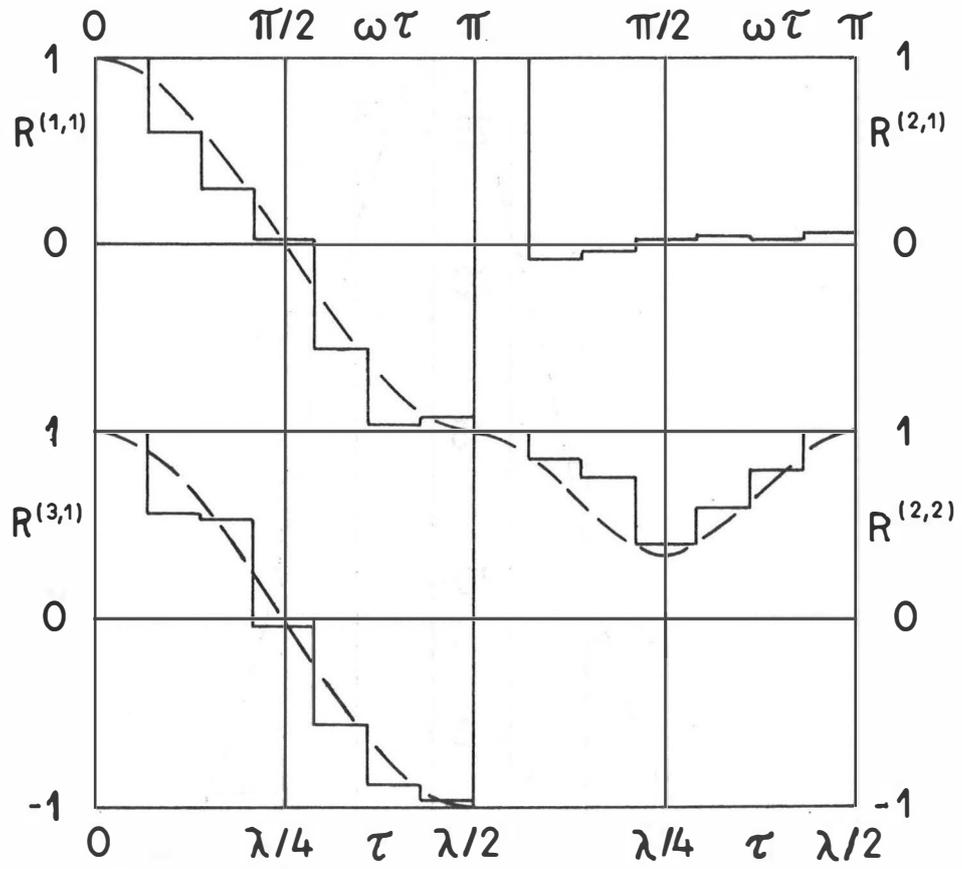


Abb. 2c

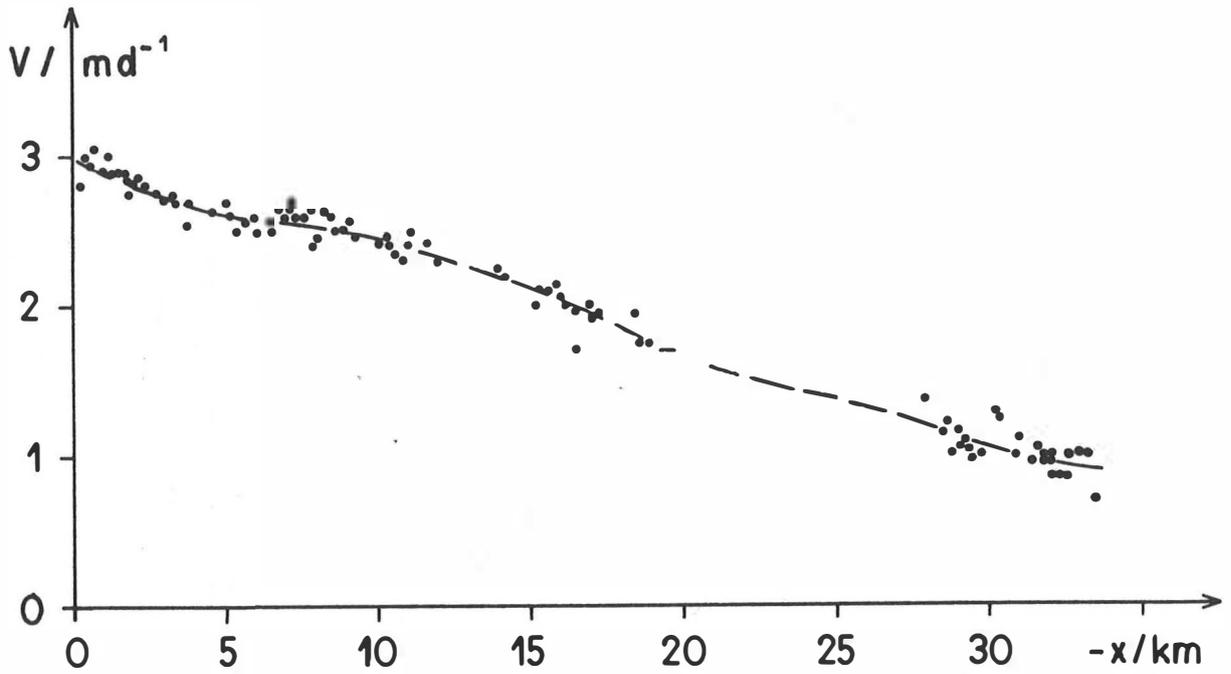


Abb. 3a

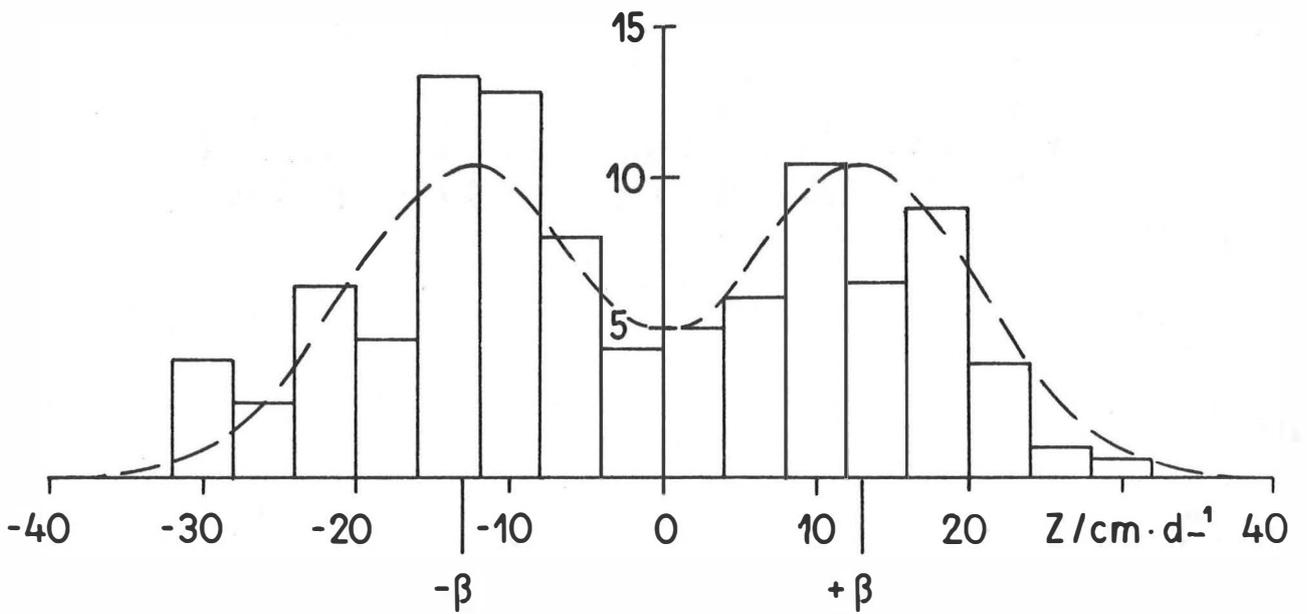


Abb. 3b

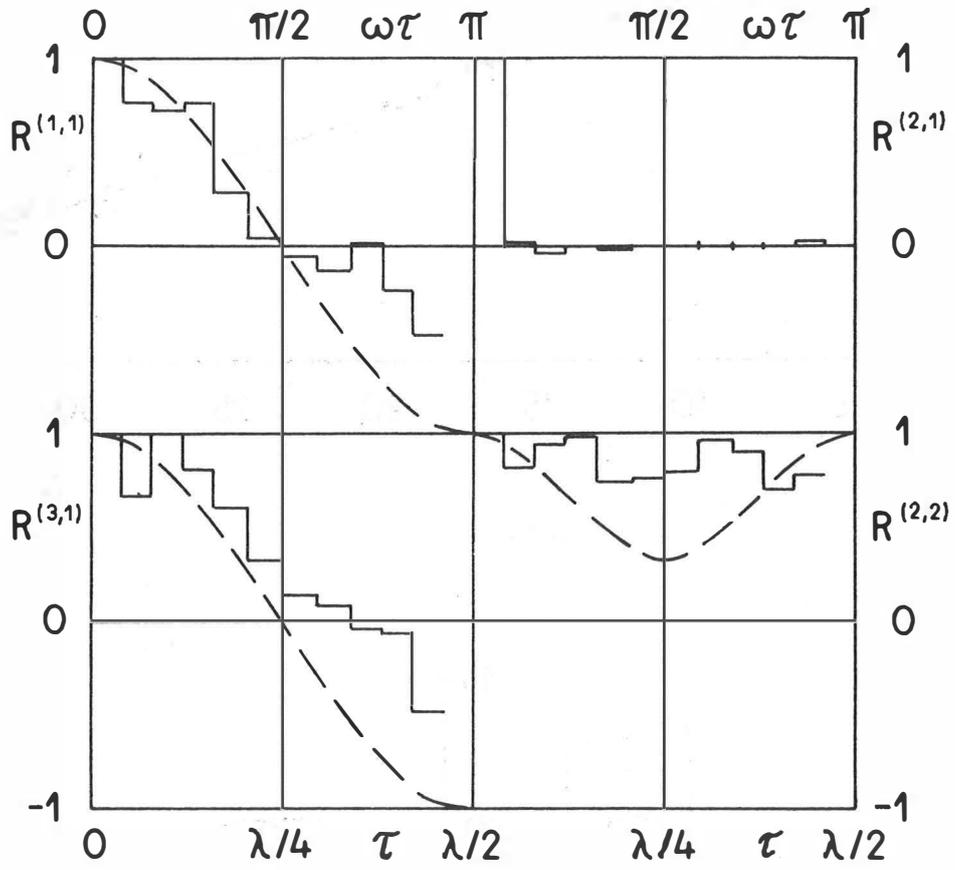


Abb. 3c

Geowiss.Mitt.
21, 1982/ S.67-112

DIE GEODÄTISCHEN UND KARTOGRAPHISCHEN ARBEITEN AM UNTER-
SULZBACHKEES (VENDIGERGRUPPE) von 1974 bis 1982

von
E.JIRESCH

Prof. Dr. phil. habil. Wolfgang Pillewizer
zum 70. Geburtstag

Dipl.Ing. Erich Jiresch
Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der
Technischen Universität Wien, Karlsg. 11, A-1040 Wien

DIE GEODÄTISCHEN UND KARTOGRAPHISCHEN ARBEITEN AM UNTERSULZBACHKEES (VENEDIGERGRUPPE) von 1974 bis 1982

E. Jiresch

1. Einleitung

Prof. Dr. W. PILLEWIZER visierte nach seiner Berufung zum Vorstand des Instituts für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien im Jahre 1971 die Fortführung seiner traditionellen glaziologischen Arbeiten mit der Beobachtung des Untersulzbachgletschers in der Venedigergruppe an. Schon 1939, als er Beobachtungsbeobachtungen am Obersulzbachkees durchführte [PILLEWIZER, 1940], erweckte das Untersulzbachkees, das ein gemeinsames Firnbecken mit dem Obersulzbachkees besitzt, seine Aufmerksamkeit. Im Unterschied zu diesem hat jener Gletscher eine ausgeprägt schmale und lange Zungenzone, die auf die allgemeine Rückzugstendenz der Gletscher [RICH. FINSTERWALDER, 1953] und [RÜD. FINSTERWALDER und RENTSCH, 1976] weniger stark reagiert hat als die Zunge des Obersulzbachkees (Abb.2).

1973 unternahm Prof. Dr. W. PILLEWIZER mit dem Verfasser eine Erkundungstour (Abb.1) und es wurde beschlossen, sowohl gletscherdynamische Beobachtungen durchzuführen, wie auch eine Zeitreihe von Orthophotokarten herzustellen. Letztere konnte zwei Zwecken dienen:

(1) der Dokumentation und Darstellung des Gletschers für kartometrische Auswertemethoden, wobei die Orthophotokarte gegenüber der Strichkarte trotz geringeren Herstellungsaufwandes eine größere Fülle von Strukturinformation bieten kann;

(2) dem Studium von Herstellungs- und Gestaltungsproblemen von Orthophotokarten über Gletscher und Felsregionen.

Die praktischen Arbeiten wurden zum Teil als Diplomarbeiten am Institut für Kartographie und Reproduktions-

technik der TU Wien unter der Betreuung des Verfassers durchgeführt. Die Feld- und Auswertearbeiten wurden zum Teil in Kooperation mit Mitarbeitern des Instituts für Photogrammetrie der TU Wien und mit der glaziologischen Fachberatung und Mitarbeit von Dr. E. BRÜCKL durchgeführt.

Das Untersulzbachkees

Das Untersulzbachkees hat die klassische Form eines Talgletschers, ist gegenwärtig ca. 5,4 km lang bei einer Gesamtfläche von $5,9 \text{ km}^2$ und zählt damit zu den mittelgroßen Gletschern Österreichs.

Aus den Beobachtungen von 1974 - 1981 ergaben sich folgende charakteristische Werte:

Eisvolumen: Ca. $345 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (1976)

Eiszunahme: Ca. $1,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Jahr}$

Größte Tiefe: Ca. 260 m in 2650 m Höhe

Größte beobachtete Eisgeschwindigkeit: 77 m/Jahr

Durchschnittliche Geschwindigkeit (aus allen Pegelbeobachtungen): Ca. 35,7 - 45,5 m/Jahr

An modernen Kartenaufnahmen liegen vor:

- Österr. Karte 1:25 000, aufgrund terr.- fotogr. Aufnahmen aus 1933/34
- Alpenvereinskarte "Karte der Venedigergruppe" 1:25 000, 1. Ausgabe, 1938 (Zusammendruck aus der Österr.Karte)
- Alpenvereinskarte "Venedigergruppe" 1:25 000, 4. Ausgabe, 1980 (Luftphotogrammetrische Auswertung der Gletscher mit dem Stand 1969)
- Luftbildkarten 1:10 000 von 1969, 1974 und 1980 des Instituts für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien (Tab.4 auf S.110).



Abb. 1 Auf dem Untersulzbachkees (1973)

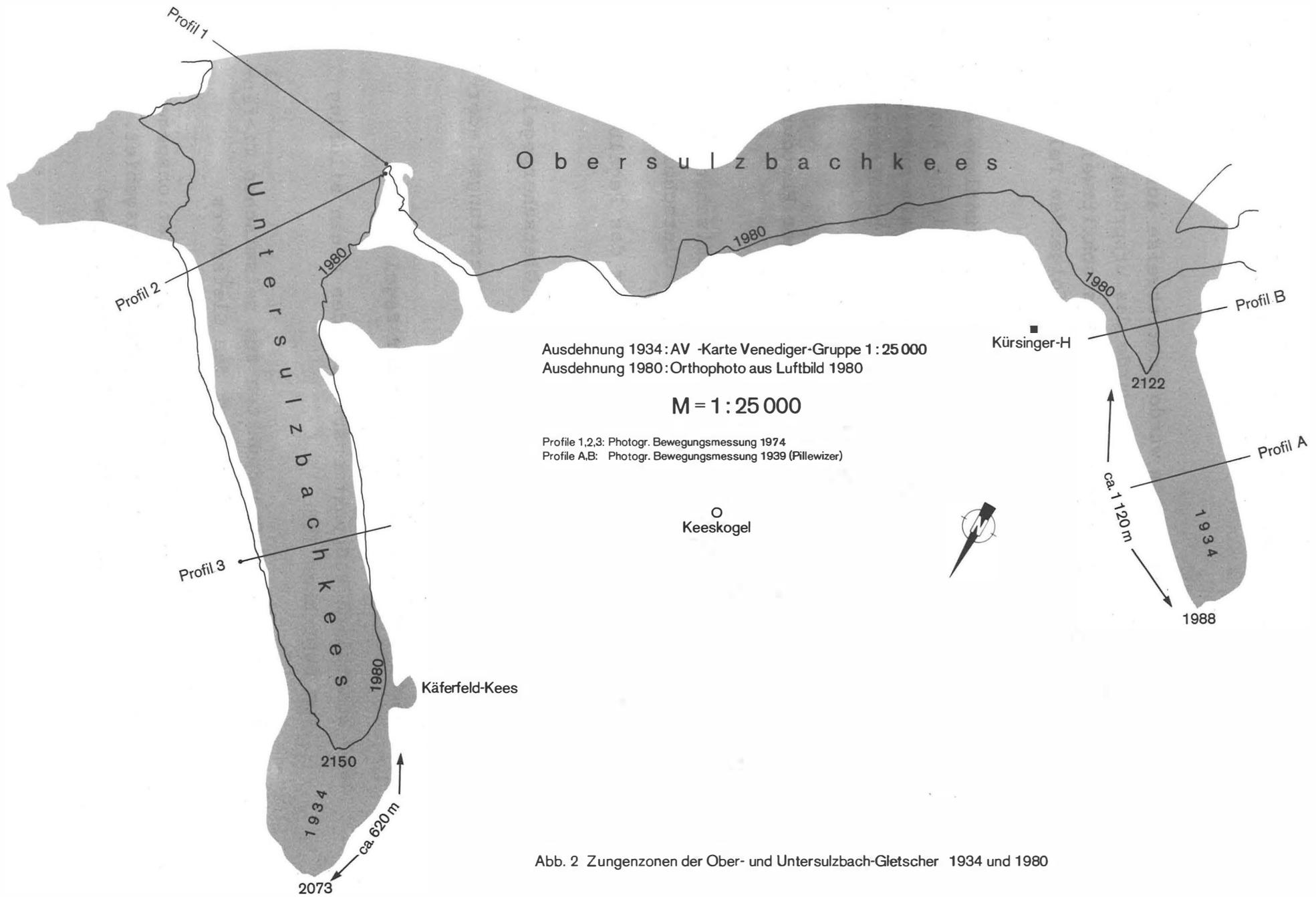


Abb. 2 Zungenzonen der Ober- und Untersulzbach-Gletscher 1934 und 1980

2. Beobachtungsprogramm und Festpunktfeld

2.1 Anforderungen

Das Beobachtungsprogramm wurde schrittweise aufgebaut, und in Übereinstimmung damit wurde das ursprüngliche, 1974 angelegte Festpunktfeld ebenfalls schrittweise verbessert und erweitert. Es wurden die folgenden Feldarbeiten durchgeführt:

1974 Schaffung eines Festpunktnetzes als Grundlage der Paßpunktmessung für die photogrammetrische Auswertung des vorhandenen Bildflugmaterials aus 1969 ("Gletscherbefliegung") sowie des neu beauftragten Bildfluges vom September 1974

Bewegungsmessung mittels terrestrischer Photogrammetrie von 3 Standlinien aus (Abb.1)

Einmessung von Standpunkten zur seismischen Tiefenmessung im Akkumulationsgebiet des Gletschers

1975 Erweiterung des Festpunktfeldes für das Pegelbeobachtungsprogramm

Setzen und Erstbeobachtung von 51 Gletscherpegeln

1976 - 1979 Pflege, Erweiterung und Beobachtungswiederholungen im Festpunktfeld

Nachsetzen und Beobachtung der Pegel

1980 Zusätzlich Paßpunktmessung für den neuen Bildflug vom September 1980

Einmessung von Standpunkten zur seismischen Tiefenmessung im Ablationsgebiet des Gletschers

1981 Beobachtung der Ablations- und Akkumulationspegel

1982 und Nachsetzen nur mehr im Akkumulationsgebiet.

(Auslaufen des Pegelbeobachtungsprogramms)

Entsprechend den Zielsetzungen war sicherzustellen, daß die Genauigkeit zur photogrammetrischen Auswertung und zur gesicherten Bestimmung der Gletscherbewegung (x , y , z -Werte der Pegelkoordinaten) ausreicht. Für die Genauigkeitsforderung an die Lagekoordinaten der Pegel ist zu beachten, daß letztlich Bewegungsvektoren, also die Differenzen von 2 Lagebeobachtungen, festzustellen waren. Bei der Benützung unveränderter Festpunkte als Standorte wirkt sich deren Lagefehler hauptsächlich als Maßstabsfehler aus und ist unerheblich, da man die übrigen Komponenten, die in eine glaziologische Modellbildung eingehen, mit einer Genauigkeit von etwa 10 % ermittelt.

Die Anordnung der Festpunkte war natürlich so zu treffen, daß günstige Beobachtungskonfigurationen für die Pegel- und Paßpunktmessungen gegeben waren und eine lawinen- und steinschlagssichere Lage gesucht werden mußte. Letztere Forderung schloß z.B. die Errichtung von Signalen bzw. Standpunkten in der orographischen linken Talflanke des Untersulzbachgletschers aus. Zuletzt war auch die Zugänglichkeit für die Punktauswahl zu beachten. Abb.3 zeigt die Festpunkte nach dem Stand von 1981.

2.2 Beobachtungs- und Arbeitsmethoden

Zur Festpunktsbeobachtung wurden Richtungsbeobachtungen und 1976 zusätzlich elektrooptische Distanzbeobachtungen durchgeführt. Teilweise wurden die Festpunktsbeobachtungen aus ökonomischen Gründen mit den Pegelbeobachtungen gemeinsam durchgeführt. Es wurden durchwegs Sekundentheodolithe verwendet.

Die Festpunkte liegen in Höhen von ca. 2100 bis 3400 m und sind nur (mit 1 Ausnahme) über Gletschergelände und z.T. über leichtes Klettergelände (EP 5, KT 29) zugänglich.

2.3 Ergebnisse

Festpunktsignale

Im Arbeitsgebiet befinden sich 3 trigonometrische Punkte des staatlichen Festpunktnetzes: Kürsingerhütte, Keeskogel und Hohe Fürlegg. Ab 1979 stand auch ein Einschaltpunkt am Ende des Fürlegg-Südgrates zur Verfügung. Zusätzlich wurden 16 Signale gesetzt, wovon 4 durch Witterungseinflüsse (Blitzschlag, Wind- und Eislast) sowie Anwachsen der Schneehöhe verloren gegangen sind und z.T. erneuert wurden.

Festpunktkoordinaten

1980 wurde mit allen bis dahin angefallenen Beobachtungen eine neue Lage- und Höhenberechnung durchgeführt, deren Ergebnisse in Tab.1 zusammengefaßt sind.

Es ergaben sich dabei folgende Genauigkeitswerte:

Mittlerer Lagefehler:

Lageausgleich nach vermittelnden Beobachtungen für 48 Punkte aus 251 Beobachtungen:

$$m_x \doteq m_y = \pm (5-9) \text{ cm, für die Festpunkte nördlich von Käfer I:}$$

$$m_x \doteq m_y = \pm (10-13) \text{ cm.}$$

Mittlerer Höhenfehler:

Die 13 Höhen wurden durch einen Höhenausgleich nach der Methode der wiederholten Mittelbildung aus 33 Beobachtungen gewonnen:

$$m_H = \pm 2 \text{ bis } \pm 6 \text{ cm.}$$

M = 1:31 250

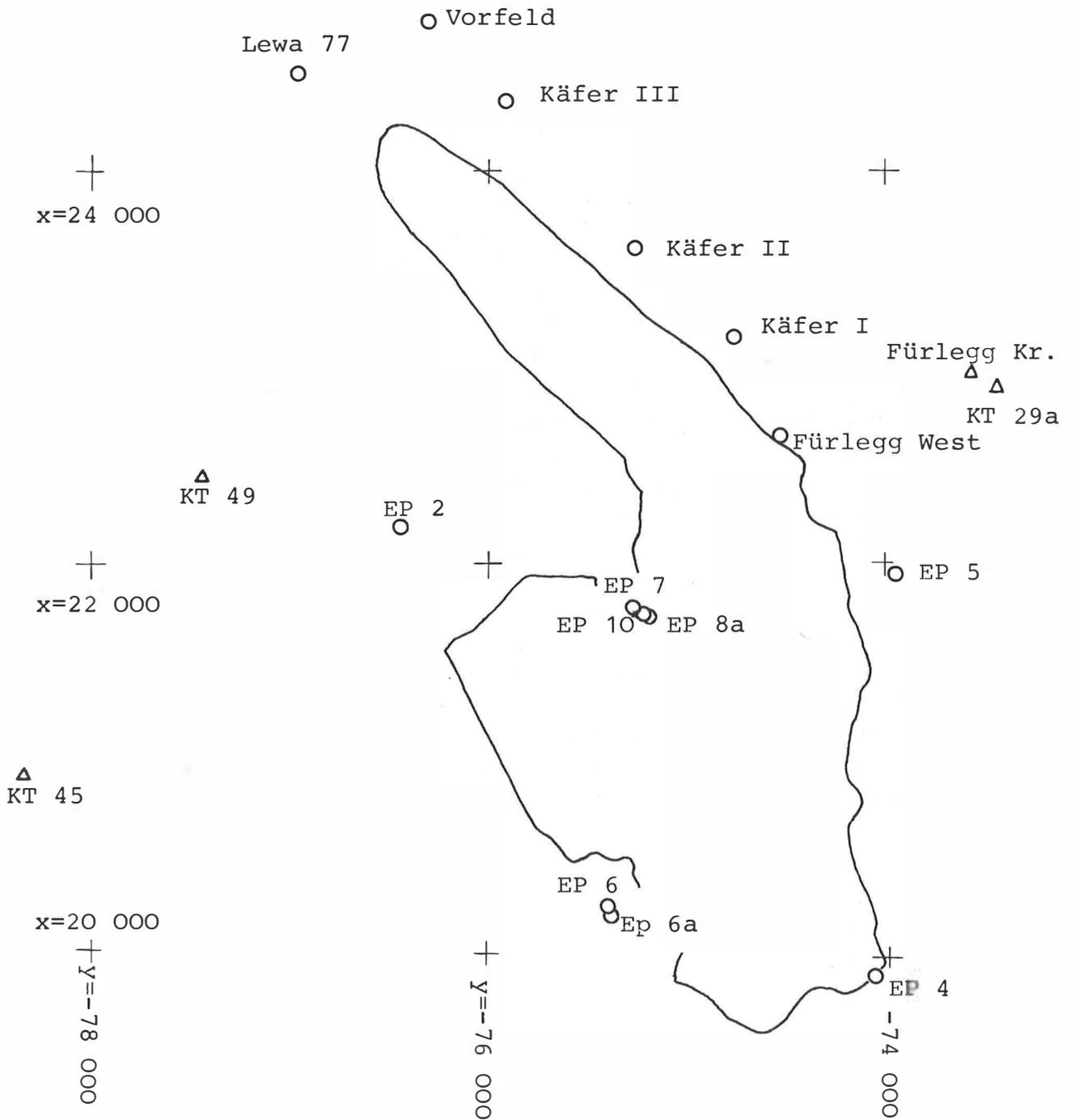


Abb.3 Festpunktsübersicht

Tab.1 Koordinatenverzeichnis der Festpunkte

Lagekoordinaten: Ausgleich vom 11.08.1980

Höhenkoordinaten: Ausgleich September 1980

Koordinatensystem M 31, alle Angaben in m

Bezeichnung, Vermarkung		y	x	z	Anm.	Δz
EP 2 Bachmayr Sp.	-	-76 428,76	22 196,00	3 113,57	Spitze	1,50
EP 5 Fürlegg Süd	B	-73 960,87	21 953,46	2 965,48	Spitze	0,89
EP 6 Ven. Nordgr.	B	-75 392,67	20 262,24	3 293,11	Spitze	1,46
EP 6a Ven.Nordgr.Ex.	-	-75 374,42	20 255,77	3 292,98	Spitze	-
EP 7	B	-75 268,53	21 766,93	2 935,79	Spitze	1,46
EP 8a	-	-75 204,08	21 708,56	2 934,38	Spitze	-
EP 4 Ven.Scharte	-	-74 079,85	19 903,16	3 389,04	Spitze	.
EP 10 Theo	L	-75 215,84	21 735,90	2 943,35	Felsbod.	-
EP 10 ♂	B	-75 217,75	21 736,06	2 945,26	Spitze	1,21
Fürlegg West Theo	K	-74 508,80	22 661,03	2 627,37	Felsbod.	-
Fürlegg West ♂	-	-74 512,90	22 661,14	2 627,42	Spitze	1,25
Käfer I	-	-74 749,46	23 140,93	2 559,60	Spitze	1,25
Käfer II Theo	L	-75 259,73	23 609,71	2 456,21	Felsbod.	-
Käfer II ♂	-	-75 261,68	23 604,95	2 456,67	Spitze	1,25
Käfer III	-	-75 893,10	24 343,20	2 310,51	Spitze	1,50
Vorfeld	L	-76 298,59	24 747,09	2 133,15	Spitze	2,00
Lewa 77	-	-76 952,52	24 492,11	2 349,21	Spitze	.
KT 45 Kürs.Hütte	KT	-78 324,21	20 914,05	2 559,22	Stein	.
KT 49 ♂ 76	-	-77 436,25	22 449,52	3 293,58	Spitze	.
KT 49 ♂ 78	-	-77 436,03	22 448,95	3 293,54	Spitze	.
Fürlegg Kreuz	.	-73 576,37	22 980,09	.	.	-
KT 29a	B	-73 440,22	22 885,13	3 229,69	Spitze	2,37

B ... Messingbolzen

K,L ... Kreuz oder Loch im Felsen

KT ... KT-Stein

Δz ... Differenz zur

Bolzen- oder

Felshöhe

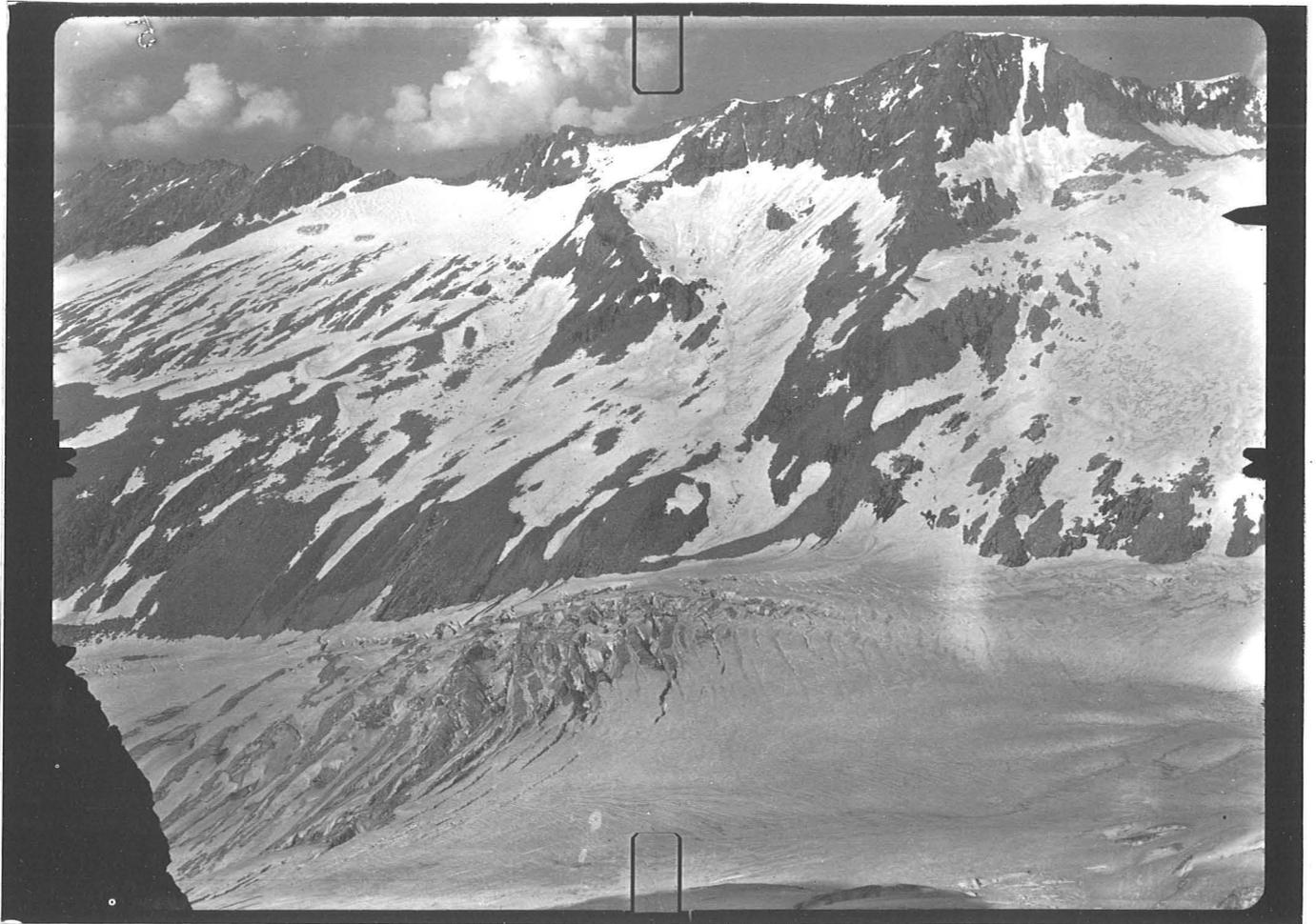


Abb. 4 Meßbild vom 15. August 1974, Profil 2 (Phototheodolit TAF)

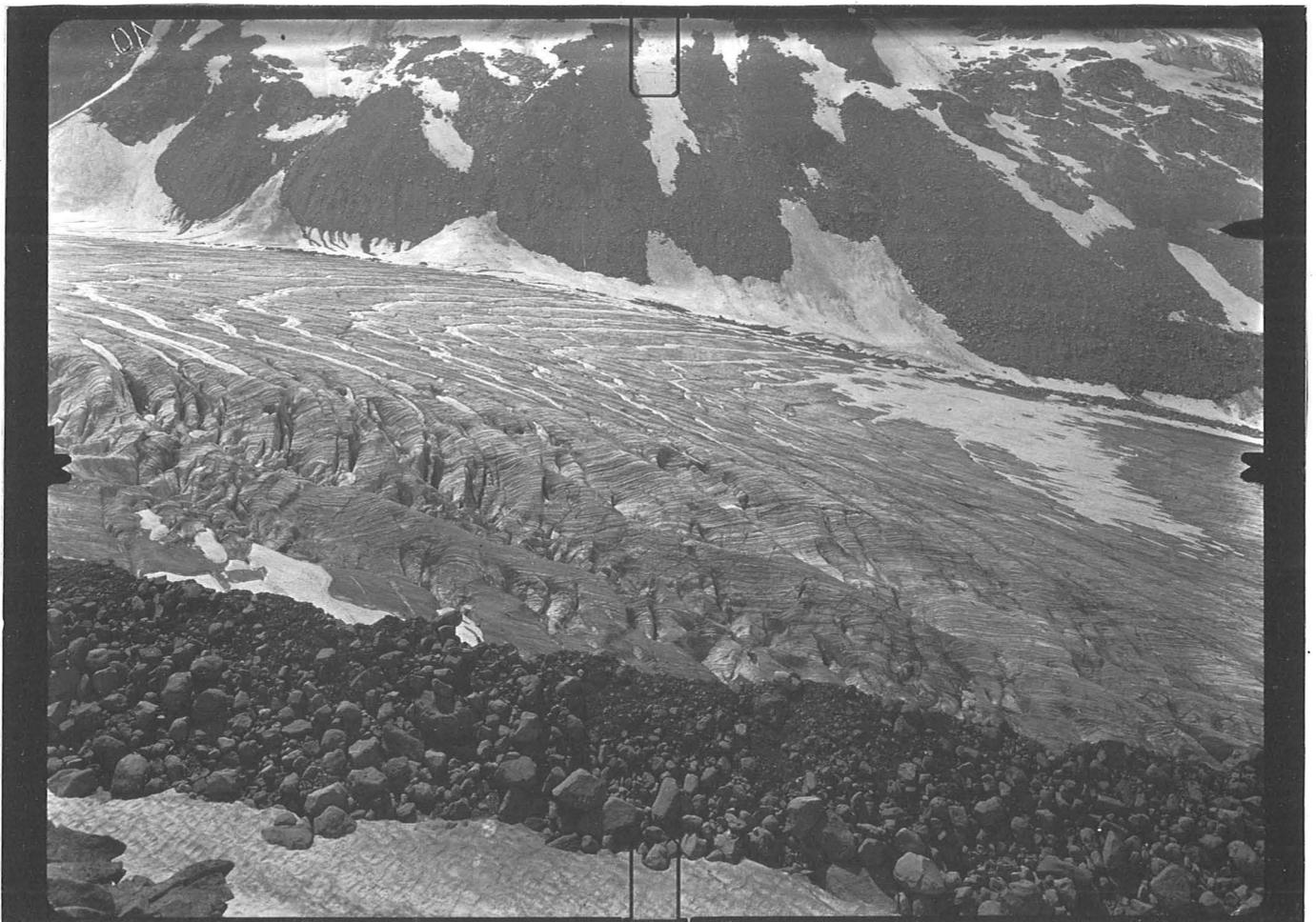


Abb. 5 Meßbild vom 19. August 1974, Profil 3 (Phototheodolit TAF)

3. Terrestrisch-photogrammetrische Bewegungsmessung

1974 wurden 3 Bewegungsbeobachtungen mittels terrestrischer Stereophotogrammetrie durchgeführt, wofür der leichte Phototheodolit TAF verwendet werden konnte. In Abb.1 ist die Lage und Richtung der 3 Profile dargestellt. Nach der bekannten Methode [RICH. FINSTERWALDER, 1931], wonach zum Zeitpunkt 1 eine stereophotogrammetrische Aufnahme erfolgt und zum Zeitpunkt 2 nur mehr die Wiederholung einer Aufnahme (A- oder B-Station) und aus der durch die Gletscherbewegung erfolgten Verschiebung des Gletscherbildes die horizontale, zur Bildebene parallele Bewegungsrate berechnet werden kann, wurden alle drei Profile ausgewertet. Wegen der mangelnden Eindeutigkeit "identer Punkte" - Felsbrocken waren i.a. nicht vorhanden - ergaben sich große Streuungen in den Profilen 1 und 2, während in Profil 3 bessere Resultate erzielt werden konnten. Im Profil 3 ließen sich auch Punkte mit einer ausreichend guten Verteilung über die gesamte Profilbreite ausmessen.

Die Abb.4 und 5 geben Meßbilder für die Profile 2 und 3 wieder und Abb.6 zeigt die Ergebnisse der Bewegungsauswertung für das Profil 3. Die Variation der Gletscherbewegung innerhalb eines Profils wurde durch die vielfach verwendete Formel

$$v = v_0 (1-x_n)^k \quad (1)$$

dargestellt, wobei gilt:

v ... Geschwindigkeit im Abstand x_n von der Mittellinie

v_0 .. Geschwindigkeit in der Mittellinie

x_n .. normierter Abstand von der Mittellinie: $x_n = \frac{x}{B/2}$
mit x als Abstand und B als Gletscherbreite

k ... Exponent, für alpine Gletscher etwa 0,25

Durch eine Kurvenanpassung wurden für die 28 Beobachtungen bei einem Bestimmtheitsmaß $r = 0,68$ die folgenden Werte errechnet:

$$\begin{aligned} v_0 &= 13,8 \text{ cm/Tag} \\ k &= 0,24 \end{aligned} \quad (2)$$

In Abb.6 ist die Anpassungskurve entsprechend der Formel (1) mit den Konstanten (2) eingezeichnet. Gegenüber dieser Approximation muß die praktische Kurve für $x_n = 0$ flacher und ohne Unstetigkeitsstelle beim Wechsel der Gletscherhälfte verlaufen. Zum Vergleich sind die aus den Pegelmessungen der unmittelbar darauf folgenden Jahresperioden beobachteten Fließgeschwindigkeiten eingetragen, die verständlicherweise etwas kleinere Werte aufweisen und eine gute Übereinstimmung mit dem terrestrisch-photogrammetrisch ermittelten Werten zeigen.

MESSNER hat 1977 [MESSNER, 1977] aus 10 Bewegungswerten, die nicht in Profilen, sondern willkürlich verteilt waren, in guter Übereinstimmung mit dem hier gefundenen Wert $k = 0,23 \pm 0,08$ ermittelt.

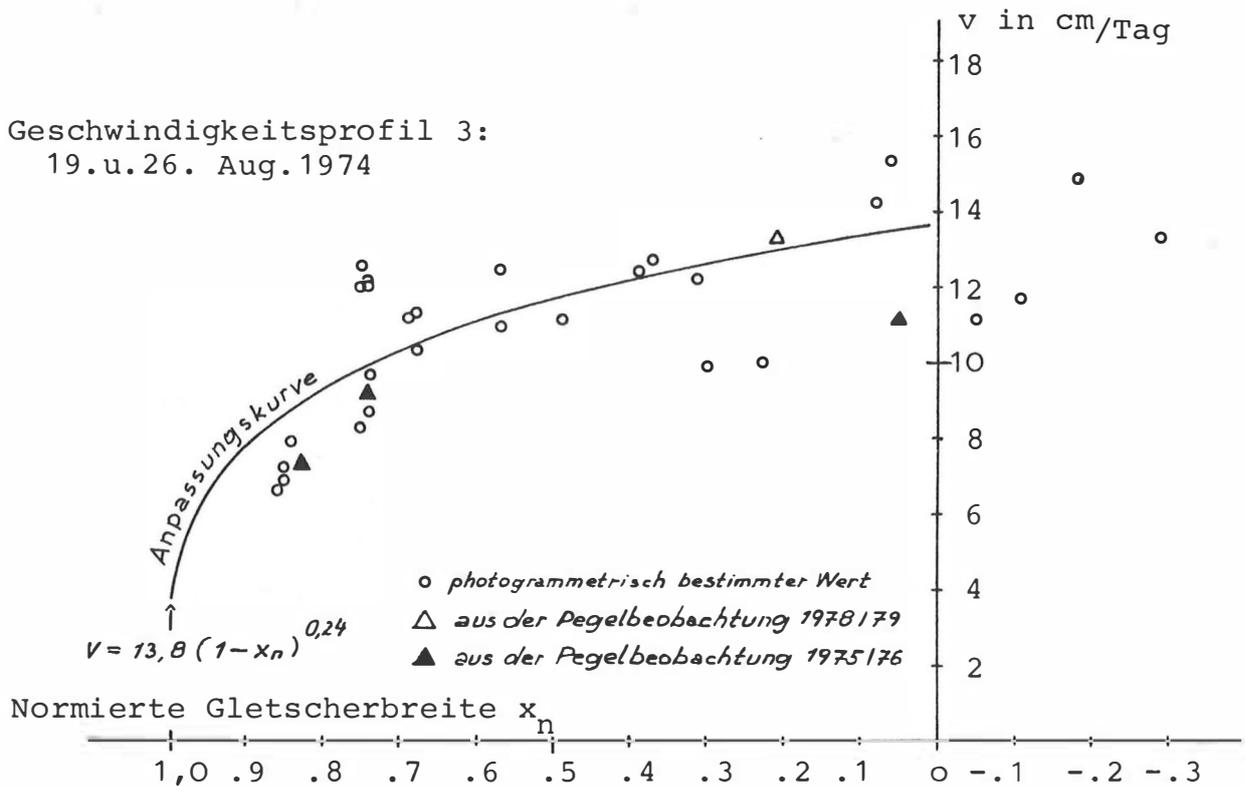


Abb.6 Durchschnittliche Tagesbewegung des Untersulzbachkeeses im Profil 3 (August 1974)

4. Pegelbeobachtungen

4.1 Allgemeine Bemerkungen

4.1.1 Beobachtungsmethode

Ablationspegel

Auf Grund der Vielzahl der Pegel sowie der topographischen Form des Aufnahmegebietes ergab sich als günstigste Methode das Vorwärtsschneiden, wobei ein Meßtrupp i.a. aus 2 Personen bestand. 2 Meßtrupps konnten bei günstigen Bedingungen an einem Tag alle Ablationspegel von insgesamt 5 Standpunkten aus einmessen. 1976 und 1978 wurden auch elektronische Distanzmeßgeräte eingesetzt, was aber den Personalbedarf für eine Beobachtungsmannschaft auf 4 Personen erhöhte (2 Personen am Standpunkt, 2 Personen auf dem Gletscher als Spiegeltrupp) und wegen der langen Marschzeiten zwischen den Pegeln zu einer Verschlechterung der Beobachtungsleistung führte.

Verwendet wurden durchwegs Sekundentheodolite. Gegenüber dem probeweise durchgeführten Einsatz eines leichteren Minutentheodoliths wurde die bessere Fernrohrleistung sowie die bequemere und schnellere Bedienbarkeit mehr geschätzt als die mögliche Gewichtsersparnis. Schwierig und zeitraubend war stets das Auffinden der Ziele, die aus ca. 2,5 cm dünnen Besenstangen gebildet wurden, besonders bei den größeren Sichtweiten (bis ca. 800 m). Auch bunte Fähnchen von etwa 35x35 cm verbesserten das freiäugige Auffinden kaum, bei Windstille überhaupt nicht. Die drei Fähnchenfarben minderten jedoch ganz drastisch die vor dieser Maßnahme recht häufigen Zielverwechslungen und die daraus resultierenden Bearbeitungsschwierigkeiten.

Akkumulationspegel

Aufgrund der geringeren Anzahl der Akkumulationspegel, der topographischen Form des Akkumulationsgebietes und der Lage seiner Festpunkte wurde hier überwiegend das Rückwärtsschneiden angewandt und mit der polaren Anhängung der nahen Pegel sowie dem Vorwärtsschneiden entfernterer Akkumulationspegel verbunden.

Als sehr nützlich hat sich ein Taschenrechnerprogramm erwiesen, das aus 8 eingespeicherten Festpunktskoordinaten durch Angabe von 3 Punkt-Nummern und Eingabe der korrespondierenden Theodolitbeobachtungen den Rückwärtsschnitt lage- und höhenmäßig berechnet und eine Maßzahl zur Beurteilung der Günstigkeit der Rückwärtsschnitt-Konfiguration ausgibt. Damit konnten die Rückwärtsschnitte sofort nach der Messung berechnet werden. Ursprünglich wurde der Taschenrechner HP 67 dafür benutzt, der über einen behelfsmäßigen Adapter mit einer 4,5 V Flachbatterie betrieben wurde; später stand der batteriebetriebene Taschenrechner HP 41C zur Verfügung.

4.1.2 Anmerkungen zur Pegelberechnung

Verwendung neuer Algorithmen

Zur Berechnung der Vorwärtsschnitte wurde ein von WAGENSOMMERER und WALDHÄUSL (1977) angegebenes Programm benutzt, das eine räumliche Lösung verwendet. Zusätzlich zu den Lagekoordinaten des Neupunkts wird der windschiefe Abstand der beiden räumlichen Zielstrahlen errechnet, wodurch eine rasche Kontrolle der Genauigkeit und der richtigen Zuordnung der Zielstrahlen vorliegt. Durch diese Eigenschaft konnten die 1977 und 1978 zahlreich vorhandenen Zielverwechslungen rasch aufgeklärt werden.

Durch die topographische Form des Geländes treten Rückwärtsschnitt - Beobachtungen mit relativ großen Unterschieden in den Zenithdistanzen auf. Ähnliche geometrische Verhältnisse treten bei der Paßpunktbestimmung für

die Architekturbildmessung in engen Gassen auf. Unter der Betreuung von P. WALDHÄUSL entwickelte KAFKA (1981) ein Rückwärtsschnitt-Programm für nur 2 Richtungsbeobachtungen mit großen Vertikalwinkelunterschieden, das ebenfalls fallweise benutzt wurde.

Berücksichtigung von Zeitunterschieden

Es war nicht immer möglich, die Beobachtungen von verschiedenen Standpunkten aus so schnell nacheinander vorzunehmen, daß die Bewegung des Pegels ohne merkbaren Einfluß geblieben wäre. Bei einer Differenz von 2 Tagen mußte mit einer Pegelbewegung von ca. 30 cm gerechnet werden. Die Korrekturen der zeitverschobenen Beobachtungen wurde, so erforderlich, nach dem folgenden Modus vorgenommen (Abb. 7):

Wenn P_1 und P_2 die Pegelorte zu den Zeitpunkten t_1 und t_2 sind, dann ergibt der Schnitt der Beobachtungen R_1 und R_2 den scheinbaren Ort P_s . Zwischen den vorerst noch unbekanntenen Lagen P_1 und P_2 tritt der Bewegungsvektor \underline{v} auf. Er kann mit genügender Näherung aus der vorjährigen Bewegung \underline{V} abgeleitet werden: $\underline{v} = \underline{V} \cdot (t_2 - t_1) / 365$

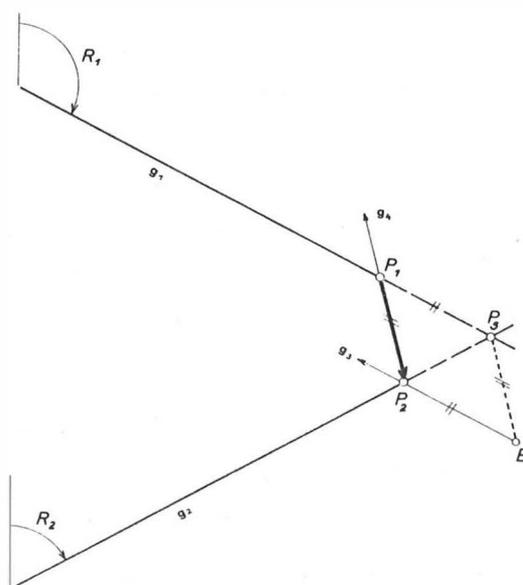


Abb. 7

Wegen der geringen Beträge der Abstände im Viereck P_1 , P_s , B , P_2 darf dieses als Parallelogramm behandelt werden. Man berechnet dann zuerst $\underline{B} = \underline{P}_2 + \underline{v}$ und dann den gesuchten Pegelort P_2 als Schnitt von g_2 mit der Geraden g_3 durch B .

Zur Berechnung der Höhen wird auch noch P_1 berechnet als Schnitt von g_1 mit der Geraden g_4 . Die Differenz der Höhen H_1 und H_2 kann durch den Vergleich mit der vorjährigen Höhenbewegung des Pegels kontrolliert werden.

4.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse bis 1981 sind der Arbeit von [MANSBERGER, 1982] entnommen und von MANSBERGER mit den Ergebnissen aus den Feldarbeiten von 1982 ergänzt worden.

4.2.1 Bewegungswerte

In der Tab.2 sind die jährlichen Pegelbewegungen ab 1975 bis 1982 zusammengefaßt, wobei zu bemerken ist, daß ab 1981 im wesentlichen kein Nachsetzen der Ablationspegel mehr erfolgte. Die Lage der Pegel ist aus den Abb.8 und 9 ersichtlich. Die Pegelbewegungen von 1975 bis 1981 sind in der Karte UNTERSULZBACHKEES 1980 (1982) dargestellt.

Das Diagramm A in Abb.10 zeigt die systematische Abhängigkeit der Eisgeschwindigkeit von der Lage l des betrachteten Eisteilchens im Längsprofil. Da die Gletscherpegel einen willkürlichen

Seitabstand zur Gletschermittellinie haben, welcher seinerseits eine systematische Variation bewirkt (vgl. Abb.6), wurden die Pegel in 3 Klassen bezüglich ihres normierten Abstandes x_n (vgl. Abb.6) eingeteilt und durch 3 verschiedene Signaturen dargestellt.

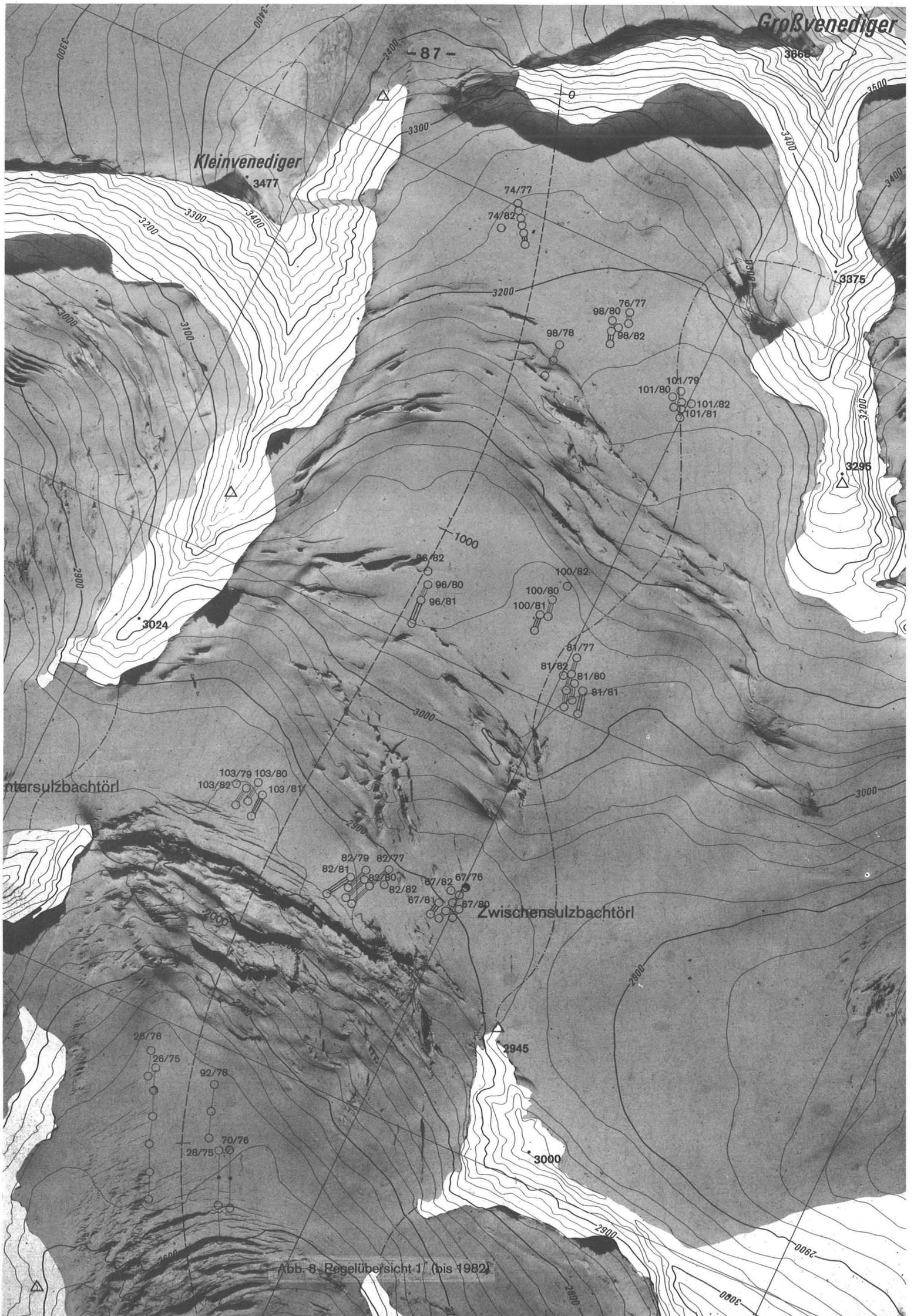


Abb. 6 Regelübersicht 1 (bis 1982)

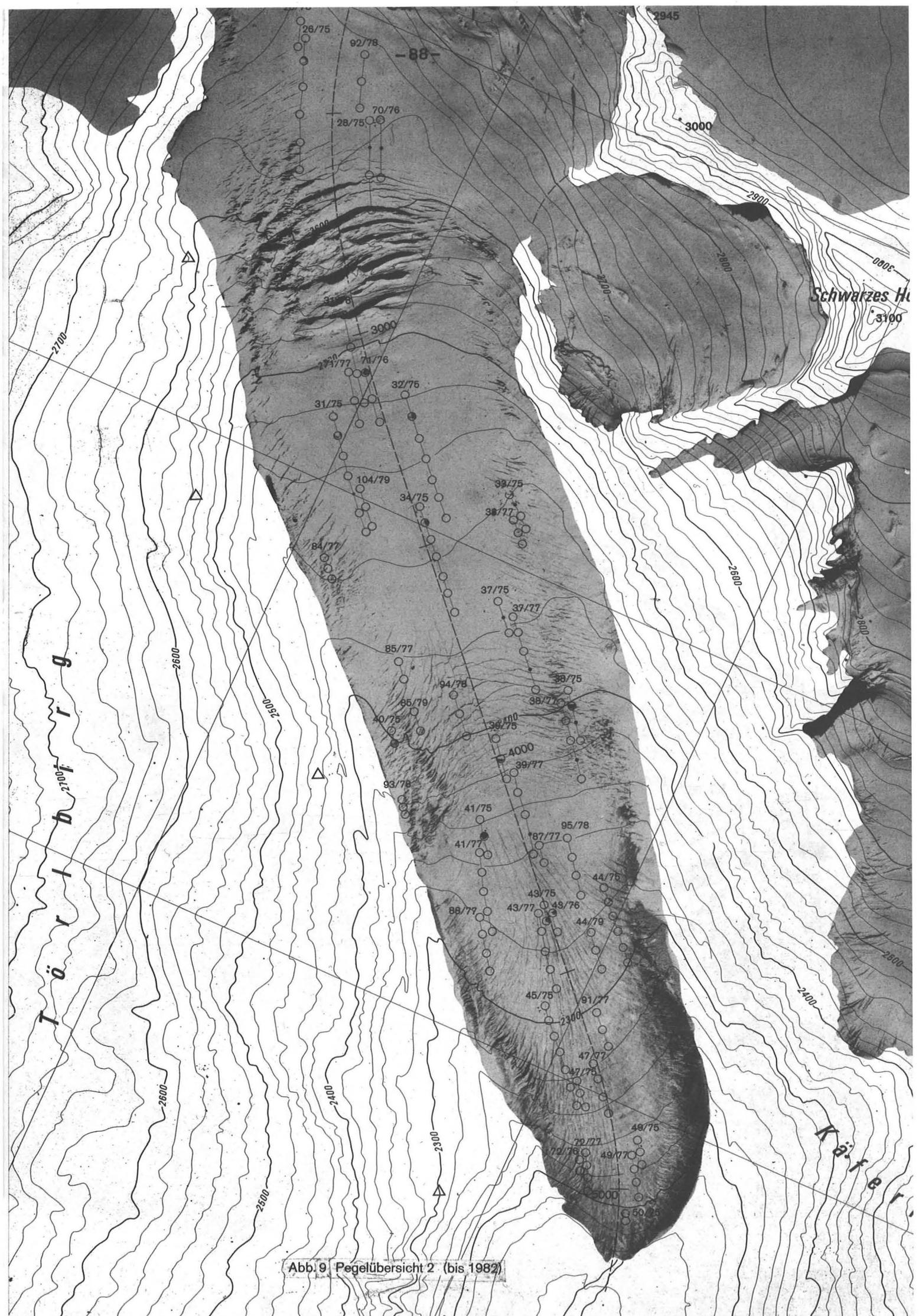


Abb. 9 Pegelübersicht 2 (bis 1982)

Akkumulationsgebiet

Pgl.Nr.	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81	81/82
67/76		22,8	23,2	23,3	24,2		
67/80						26,2	
67/81							26,6
74/77			16,6	15,7			
74/79					18,2		
74/80						18,5	
74/81							19,4
76/77			22,2				
81/77			38,0	36,6	40,2		
81/80						39,3	
81/81							56,7
82/77			56,3	58,1			
82/79					60,1		
82/80						62,8	
82/81							73,4
96/80						35,7	
96/81							56,8
98/78				39,1			
98/80						24,7	
98/81							25,4
100/80						38,2	
100/81							39,2
101/79					22,0		
101/80						22,9	
101/81							21,2
103/79					46,9		
103/80						47,8	
103/81							57,9

Ablationsgebiet

Pgl.Nr.	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81
26/75	52,1	58,8	58,6	64,2	76,3	
26/78				58,6		
28/75			75,7			
31/75	45,3	47,1	43,6			45,9
32/75	48,7	51,1	47,2	49,3	46,9	47,9
33/75			33,8			
33/77			28,4	31,4		

(Fortsetzung Ablationsgebiet)

Pgl.Nr.	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81
34/75	37,5	41,2	39,2	45,5	44,7	46,4
37/77			38,6	43,6		
38/75	35,1					
38/77			39,8	46,0		
39/75	41,2	44,5				
39/77			44,3	48,9		
40/75	26,7					
41/75	38,2	40,9				
41/77			40,4	46,2	47,2	47,1
43/75	36,2					
43/76		38,0				
43/77			39,1	45,4	47,4	47,1
44/75	31,2	33,1	33,4	39,3	41,4	
44/79					45,6	45,5
45/75	33,5	35,5	36,4	42,7	44,1	44,0
47/75	30,1	32,4				
47/77			35,0	40,9		
47/79					42,5	43,6
49/75	25,4	27,8				
49/77			28,6	32,6	35,4	
50/75	17,0					
71/76		59,3	55,2			
71/77			63,9	65,0	60,1	
71/78				77,1	68,3	66,9
72/76		25,0				
72/77			26,9	30,2	28,4	
84/77			23,1	26,7		
85/77			39,5			
85/79						46,3
87/77			41,9			
88/77			36,6	44,9	45,2	
91/77				42,6	45,6	
92/78				63,3	65,9	
93/78				17,0	15,8	
94/78					49,4	52,2
95/78				44,7	46,3	45,8
104/79					46,1	45,9

Tab. 2 Horizontalebewegung von 1975/76 bis 1981/82
Alle Werte in m und auf 165 Tage reduziert

Klasse I (Mittennahe Pegel): $0 \leq x_n < 0,33$

Klasse II (Mittlere Seitenlage): $0,33 \leq x_n < 0,67$

Klasse III (Randnahe Pegel): $0,67 \leq x_n \leq 1$

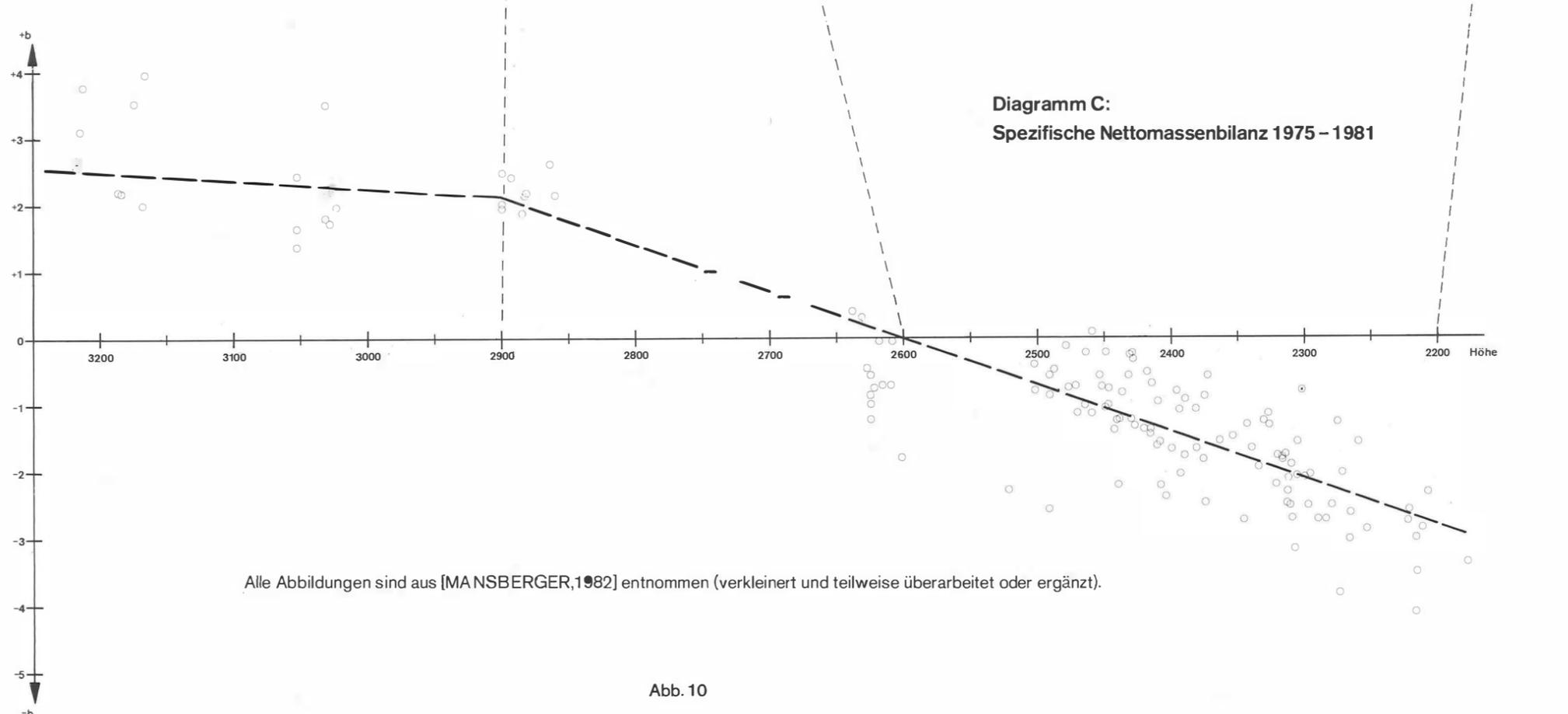
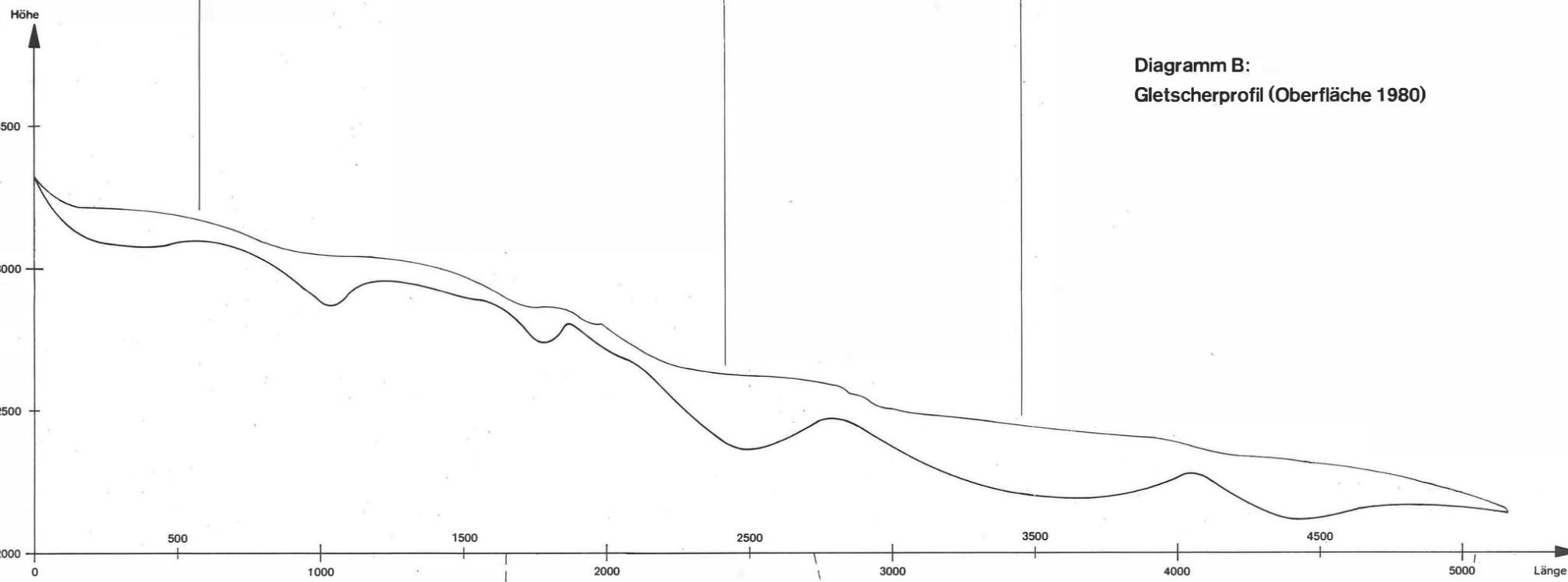
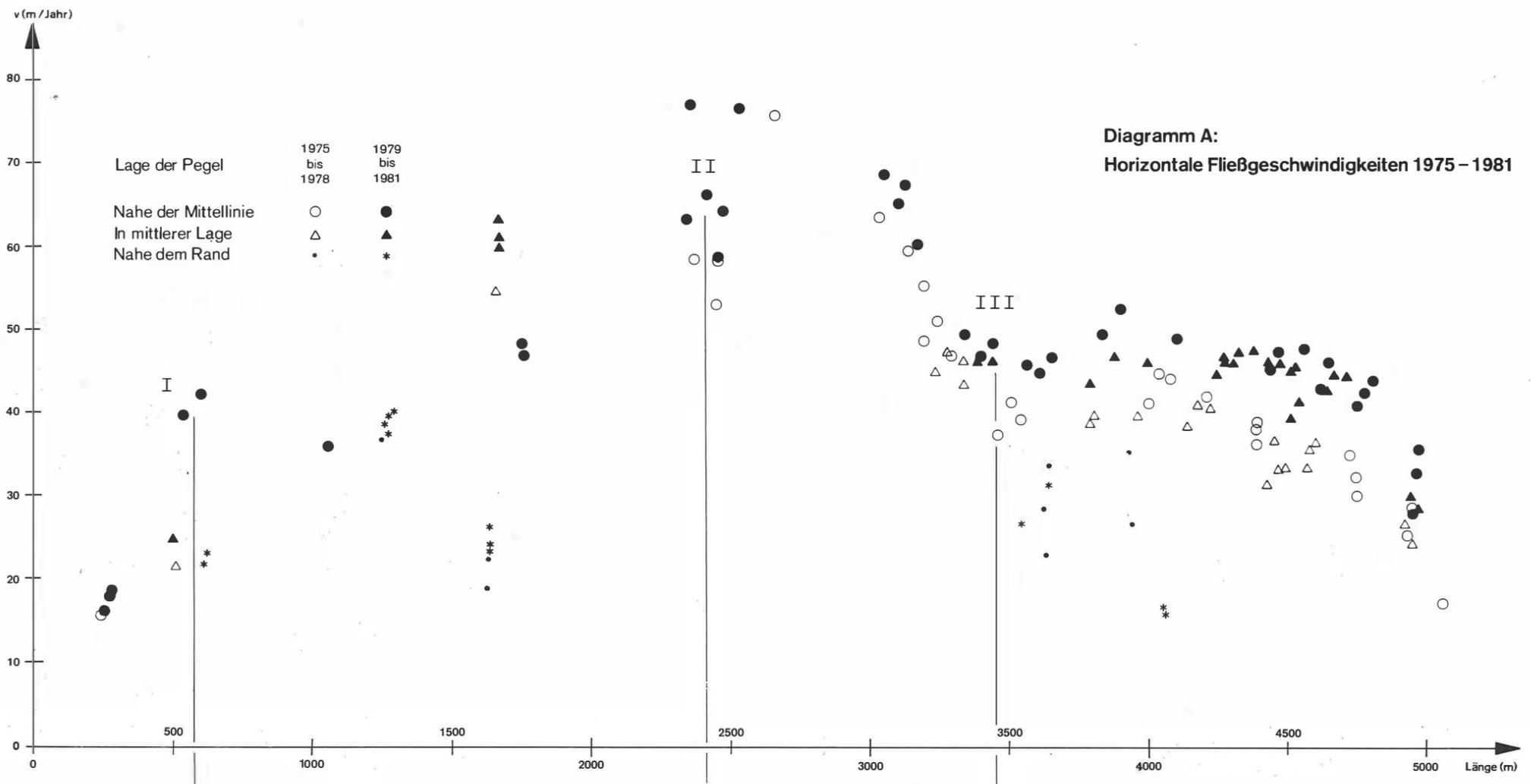
Das Diagramm A in der Abb.10 zeigt (a) die prinzipielle Form der Abhängigkeit der Eisgeschwindigkeit als Funktion der Lage l im Längsprofil, weiters (b) Abweichungen, die durch Veränderungen im Gletscherquerschnitt bedingt sind und (c) eine Abhängigkeit von der Beobachtungsepoche.

Zu a):

Die Eisgeschwindigkeit erreicht ihr Maximum im Bereich zwischen $l \approx 2300$ bis 2700 m (l = Profil-Länge, ungefähr Abstand vom "Gletscherbeginn"), wozu aus der Karte Untersulzbachkees 1980 die Gletscherhöhen zwischen 2640 bis 2610 m zu entnehmen sind. In diesem Höhenbereich wäre also die Gleichgewichtslinie - die ja auch einen Ort der maximalen Eisgeschwindigkeit darstellt, wenn Querschnittsveränderungen des Gletscherbettes nicht eine Abweichung bedingen - festzulegen. Der Vergleich mit dem Ergebnis der im Diagramm C der Abb.10 dokumentierten Bestimmung der Höhe der Gleichgewichtslinie aufgrund der Definition, daß die Ablation bzw. Akkumulation $a = 0$ ist, zeigt, daß eine recht gute Übereinstimmung gegeben ist.

Zu b):

Im Verlauf des Diagramms A sind trotz der Streuungen der aus mehreren Epochen stammenden Geschwindigkeitsbeobachtungen bei den mittellinien-nahen Pegeln Abweichungen von einer einfachen Abhängigkeit $v = v(l)$ zu erkennen. Es sind dies die Pegelgruppen I, II und III, wobei bei I ein relatives Geschwindigkeitsmaximum, bei II und III ein relatives Geschwindigkeitsminimum



Alle Abbildungen sind aus [MANSBERGER, 1982] entnommen (verkleinert und teilweise überarbeitet oder ergänzt).

Abb. 10

feststellbar ist, das auf Querschnittsveränderungen des Gletscherkörpers hinweist. Diese Vermutung bestätigt sich, wenn die Pegelgruppen I, II und III in der Profildarstellung des Gletschers (Diagramm B in Abb.10) eingetragen werden: Die "überdurchschnittlich schnelle" Pegelgruppe I befindet sich deutlich in einem Bereich zunehmender Profilverengung, die "überdurchschnittlich langsamen" Pegelgruppen II und III befinden sich in einem Bereich von zunehmender Profilerweiterung.

Zu c)

Die maximalen Fließgeschwindigkeiten lagen zwischen 52,1m/Jahr für 1975/76 und 77,1m/Jahr für 1978/79.

Im Diagramm A von Abb.10 fällt auf, daß vor 1978 geringere Geschwindigkeiten ausgewiesen werden als nachher. Zur Charakterisierung der unterschiedlichen Eisgeschwindigkeiten je Epoche wurde ein Durchschnittswert \bar{v} als einfaches arithmetisches Mittel aus fast allen Beobachtungen einer Epoche berechnet; extrem randnahe Pegel wurden nicht verwendet. Die größte Durchschnittsgeschwindigkeit beträgt demnach $\bar{v}_{MAX} = 45,5\text{m/Jahr}$ für 1979/80 und der kleinste Wert $\bar{v}_{MIN} = 35,7\text{m/Jahr}$ für 1975/76 (Extrapolierter Wert, weil nur Ablationspegel beobachtet wurden).

Durchschnittliche Gletscherbewegung und Zungenveränderungen:

Obwohl das zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial nur einen relativ kurzen Zeitraum umfaßt, wurden die vom Österreichischen Alpenverein bekanntgegebenen Werte über die Lageänderung des Zungenrandes mit den Werten der Gletscher- geschwindigkeit graphisch in Abb.11 auf ihre Korrelation geprüft:

Die Tendenz der durchschnittlichen Bewegungswerte \bar{v}_{Jahr} aus fast allen Pegelbeobachtungen ($n = 14$ bis 27) entspricht recht gut der Tendenz der Zungenveränderung (Kurve 1). Auch die Tendenz der Kurve 2, in der die Pegel mit den Nummern 41 bis 47 repräsentiert sind, entspricht noch den beobachteten Veränderungen der

Zungenlage. Dagegen ist die Beobachtung der Jahresbewegungen eines einzigen Pegels (Kurve 3) ohne erkennbare Korrelation zur Veränderung der Gletscherzunge.

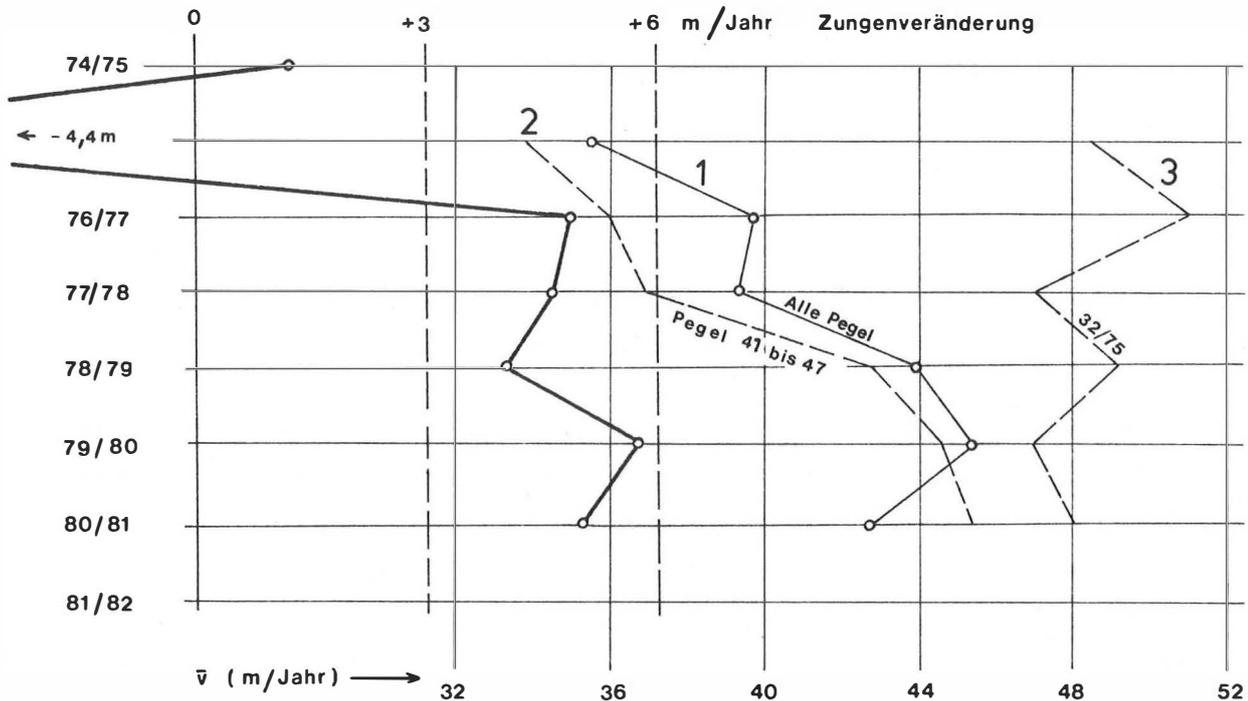


Abb.11 Zungenveränderung und Fließgeschwindigkeit

4.2.2 Ablations- und Akkumulationswerte

In der Tab.3 sind die Akkumulationswerte und Ablationswerte zusammengestellt, wobei die geometrischen Auf- bzw. Abtragswerte a (cm) in Wasserwerte b (cm) mit den Dichtewerten $0,6$ bzw. $0,9 \text{ g/cm}^3$ gerechnet wurden. Im Akkumulationsgebiet konnten erst ab 1977/78 Werte erhoben werden, da die zuvor gesetzten Pegel nicht wiederaufgefunden wurden. Die cm-Angaben sind nur als Rechenwerte zu betrachten. Zwar ist die Messung der Länge des aus dem Eis herausragenden Teiles des Gletscherpegels mit $1 - 2 \text{ cm}$ Genauigkeit durchführbar, aber die Schiefstellung des Pegels nach einem Jahr sowie die unsichere Definition der Glet-

scheroberfläche in der unmittelbaren Umgebung der Pegelstange oder Neuschneeaufgaben führen zu einer geringeren Genauigkeit der Ablations-/Akkumulationswerte.

Höhenlage der Gleichgewichtslinie

Die Abhängigkeit der Ablations-/Akkumulationswerte b von der Meereshöhe H ist im Diagramm C der Abb.10 dargestellt. Die prinzipielle Abhängigkeit $b(H)$ wird stark überlagert von lokalen Einflüssen, so daß eine starke Streuung festzustellen ist. Ein extremer lokaler Einfluß (Schneeverfrachtung durch Wind?) läßt sich an dem Umstand erkennen, daß von einem im Jahr 1977 gesetzten Akkumulationspegel (etwa bei Pg.100), der 2 Jahre lang verschollen war, im Jahr 1980 an einer Gefällskante des Gletschers der durch Bruch auf 1 m verkürzte untere Teil wieder sichtbar wurde, wobei die Horizontalbewegung mit 182 m für 3 Jahre, d.i. ca. 61 m/Jahr, weniger gut mit dem Wert für den Pegel 100 übereinstimmt, aber gut mit den Werten für die Pegel 82/77 und 81/77 mit 62 m/Jahr bzw. 49 m/Jahr.

Die Abhängigkeit der Ablation a bzw. der spezifischen Nettomassenbilanz b von der Höhe H wurde durch eine Anpassungskurve dargestellt, die aus 2 Ausgleichsgeraden besteht, die für den Akkumulations- und den Ablationsbereich getrennt berechnet wurden. Die Lage der Gleichgewichtslinie des Gletschers ergibt sich, definitionsgemäß bei $b = 0$, in einer Höhe von 2600 m; das ist niedriger als der von [MESSNER, 1977] mit 2670 m ermittelte Wert BRÜCKL, 1982 in dieser Publikationsnummer kommt es aufgrund eines Massenvergleichs aus den Karten 1974 und 1980 zu einer Korrektur, die 2620 m Höhe für die Gleichgewichtslinie ergibt.

Akkumulation

Pgl.Nr.	77/78	78/79	79/80	80/81	81/82
67/76	1,93		2,00		
67/80				2,51	
67/81					1,02
82/77	2,42	1,86			
82/80				2,22	
82/81					1,20
103/79			2,15		
103/80				2,60	
103/81					1,50
82/79			2,12		
81/77	1,80	1,72			
81/80				2,26	
81/81					1,05
100/78		2,15			
100/81					2,94
80/77					
104/80				3,50	
96/78		1,36			
96/79			1,64		
96/80				2,41	
96/81					0,96
81/79			1,96		
101/79			1,98		
101/80				3,93	
101/81					3,66
76/77	2,58				
98/78		2,15			
98/79			3,52		
98/80					
98/81					2,7
74/77	2,66	2,56			
74/81					2,40
74/79			2,93	3,75	

Ablation

Pgl.Nr.	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81
70/76		0,06	0,06			
26/78				0,29		
26/75	0,85	0,57	1,22	0,99	0,95	
28/75	0,70	0,71	1,80			

(Fortsetzung Ablationspegel)

(Pgl.Nr.)	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81)
71/78				2,29	0,80	0,59
71/76		0,40	0,14			
71/77			0,41	2,58	0,88	
32/75	0,76	1,13	0,20	1,15	0,57	1,06
96/79					0,73	
31/75	0,74	1,03	0,07			
84/77			1,24	2,22		
33/75	1,23	1,23	0,24			
33/77			0,28	0,26		
34/75	0,78	1,40	0,24	0,85	0,59	1,32
37/75	1,38	1,38				
37/77			0,54	1,44		0,86
85/77			0,71			
85/79					1,61	2,23
94/78					1,55	2,39
38/77			0,81	0,94		1,84
40/75			2,86			
39/75	1,76	1,67				
39/77			0,89	1,56		1,32
38/75	1,67	1,08	1,08			
93/78				2,47	0,59	
41/75	1,47	2,74				
95/78					1,26	1,17
41/77			1,67	1,96	1,21	2,21
43/76		3,57				
43/79					1,81	2,50
44/79					1,73	2,52
43/75				1,91		
88/77			2,32	2,71	1,87	2,10
44/75	1,85	2,11	3,18	2,09	0,81	2,53
45/75	2,05					
90/77			2,73	2,73	2,51	3,70
47/77			2,04	0,84		
91/78					1,27	
47/75	3,04					
47/79					1,58	2,88
49/75	2,59	3,32				
72/76		4,14				
49/77					2,34	
72/77			2,75	3,02	2,88	
50/75	3,38					

Tab. 3 Ablations- und Akkumulationswerte 1975 - 1982
(Massenwerte. Umrechnungsfaktor im Akkumulations-/Ablationsgebiet: 0,6/0,9)
Die cm-Angaben sind nur als Rechenwerte zu betrachten.

4.2.3 Gletscherhöhen-Änderungen

Relative Gletscherprofile von 1969 bis 1981

Das Vorliegen einer photogrammetrischen Höhenschichtlinien-Auswertung aus 1974 ermöglichte es, für alle beobachteten Pegel-Fußpunkte die Höhendifferenzen zu ermitteln und so die jährliche Veränderung des Gletscherprofils darzustellen. Abb.12 zeigt die Veränderung der Gletscherprofile von 1975 bis 1981 und für 1969 relativ zum Profil des Jahres 1974. Zur Profildarstellung wurden nur die mittellinien-nahen Pegel verwendet. Die dargestellten Profile sind aus den originalen Werten durch gleitende Mittelbildung über 3 Werte erstellt, wobei eine Gewichtung aufgrund des Abstandes der Pegelpunkte zueinander vorgenommen wurde.

Akkumulationsgebiet

Im Akkumulationsgebiet läßt sich kein Trend in der Veränderung der Gletscherhöhe erkennen, was wohl auf eine zu geringe Anzahl von Meßstellen zurückgeht, so daß die lokalen Abweichungen besonders stark zum Ausdruck kommen.

Ablationsgebiet

Im Zungengebiet ($l > 4500$ m) ist eine ständige Hebung des Gletschers festzustellen, die 1979 bis 1981 deutlich höhere Werte annimmt als vorher.

Im mittleren Zungenboden, über einem "Becken", bei $l \approx 3500 - 4000$ m, ist zunächst von 1974 bis 1975 ein Einsinken zu beobachten, das um 1976 und 1977 wieder einer Zunahme der Gletscherdicke weicht. 1979 ist etwa wieder die Gletscherhöhe von 1974 erreicht, 1980 und 1981 erfolgt eine drastische Zunahme.

Im oberen Zungenboden, der sich unterhalb des großen Gletscherbruchs erstreckt, von $l \approx 2200 - 2800$ m, liegt von 1975 bis 1980 ein ständiger Wechsel von wachsender

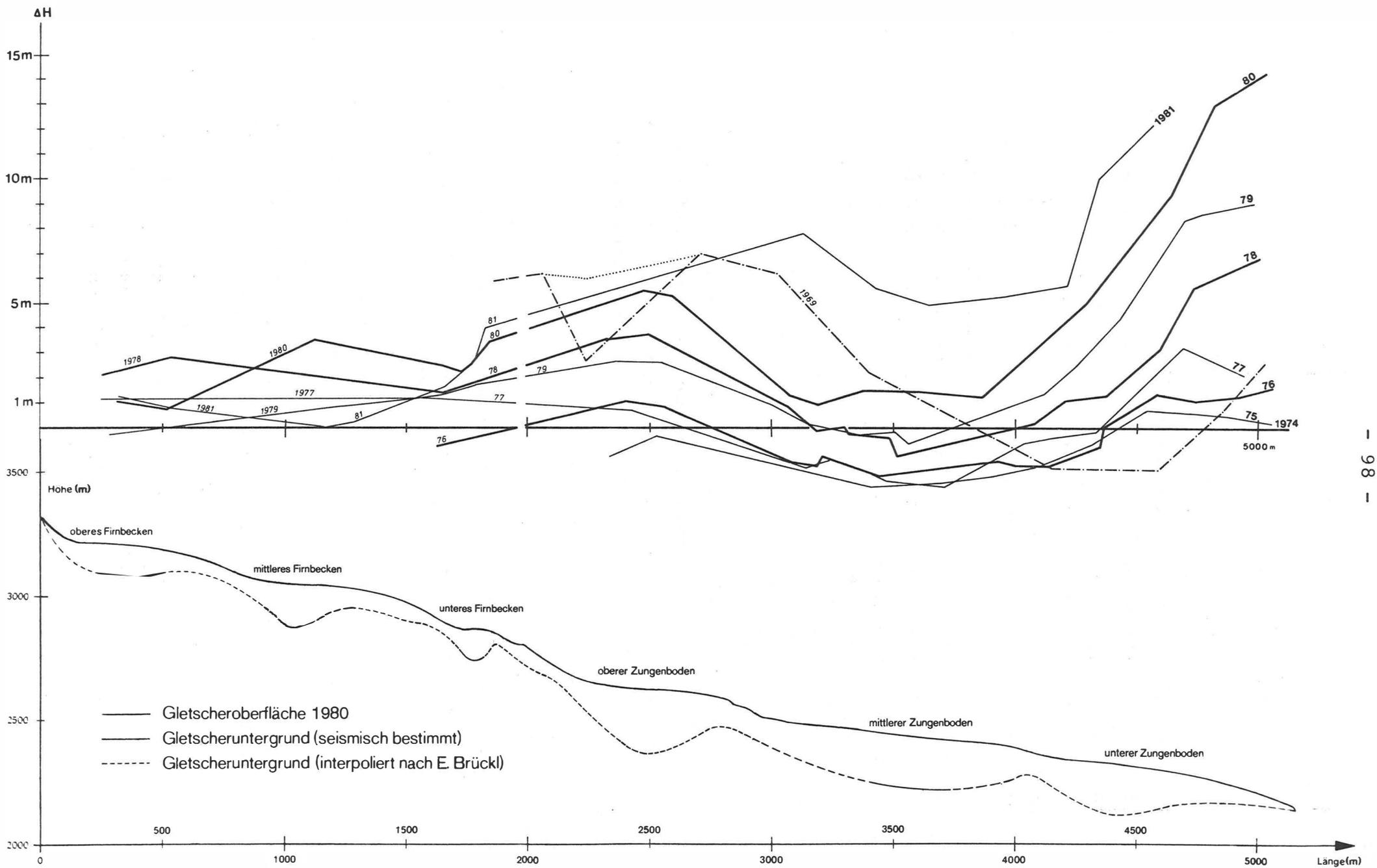


Abb.12 Relative Gletscherprofile 1969 bis 1981 und Gletscheruntergrundprofil

und einsinkender Veränderung gegenüber dem Vorjahr vor bei insgesamt wachsender Gletscherhöhe. D.h., daß die Einsinkbeträge von den dazwischen auftretenden Aufhörungsbeträgen deutlich übertroffen wurden.

Die Zeiten der maximalen Höhenzunahmen scheinen im obersten Zungenboden etwa zwischen 1976 und 1980 zu liegen, im mittleren Zungenboden bei 1980 und 1981 und im Zungengebiet sind die Höhenzunahmen ab 1978 deutlich größer als vorher.

Jährliche Veränderung der Gletscheroberfläche

Durch Differenzbildung zwischen den Gletscherhöhen in Abb.12 wurde die jährliche (mit der Ausnahme von 1974 und 1969) Veränderung der Gletscheroberfläche ermittelt. In Abb.13 sind die geglätteten Ergebnisse dargestellt. Der Versuch, eine kinematische Welle zu erkennen, wie sie von MESSNER (1977) vermutet wurde, führte zur Identifizierung der Gletscheraufwölbungen von 1976 bis 1980 längs der Geraden AB in Abb.13. Die daraus ermittelbare Fortpflanzungsgeschwindigkeit beträgt ca. 220 m/Jahr und damit ca. das 5-fache der mittleren Eisgeschwindigkeiten in diesen Jahren.

5. Photogrammetrische Arbeiten

5.1 Luftbildmaterial und Orthophotoherstellung

Zur Herstellung einer Karten-Zeitreihe standen Luftbilder aus dem "Gletscherflug" von 1969 und im Auftrag des Instituts für Kartographie und Reproduktionstechnik erflogene Luftbilder aus 1974 und 1980 zur Verfügung mit den mittleren Bildmaßstäben 1:31 000 (1969), 1:30 000 (1974) und 1:32 000 (1980). Alle Aufnahmen erfolgten mit der Kammerkonstanten $f = 15,2$ cm und Filmformat 23 x 23 cm.

Aus allen Jahren wurden Höhenschichtlinien ausgewertet, und zwar mit 10 m Äquidistanz im Gletschergebiet und mit 20 m im festen Gelände.

Über die Qualität der erstellten Orthophotos wurde schon an anderer Stelle berichtet [PILLEWIZER, 1982]. Zusammenfassend sei hier nur vermerkt, daß die technische Entwicklung der Orthophoto-Geräte zu digital gesteuerten Entzerrungsgeräten (z.B. Wild Avioplan OR1) eine starke Verminderung der systembedingten Abbildungsmängel gebracht hat, die jetzt nur mehr bei extremen geometrischen Bedingungen auftreten. Das Orthophoto aus dem Luftbild 1980 wurde deshalb zweimal hergestellt, wobei die Projektionsstreifenrichtungen einmal N-S und ein zweites Mal W-O gelegt wurden. Dadurch konnte immer in einem der beiden Bilder auch für steile, vom Bildzentrum wegfallende Berghänge oder -flanken eine praktisch unverzerrte Abbildung gefunden werden. Für die Karte wurde das Orthophoto durch Montage aus den beiden Original-Orthophotos hergestellt.

5.2 Genauigkeit der Gletscherdarstellung

Die Genauigkeit der Gletscherdarstellung wird bestimmt durch die Genauigkeit in der Erfassung der Gletscherabgrenzung und durch die Genauigkeit der Höhengichtlinien zur Darstellung der Gletscheroberfläche.

5.2.1 Gletscherabgrenzung

Glaziologisch lassen sich 3 verschieden definierte Gletscherareale unterscheiden [BRUNNER, 1977]:

Sichtbares, vollständiges und aktives Gebiet.

Die praktische Durchführung der Gletscherabgrenzung nach einer der 3 Kategorien ist oftmals schwierig. Für die thematische Karte "Untersulzbachkees 1980" wurde deshalb ein neuer Weg beschritten, indem das zur Abgrenzung verwendete Kriterium - es bleibt nicht konstant über den gesamten Grenzverlauf - dem Kartenbenutzer durch eine Strichsignatur mitgeteilt wurde:

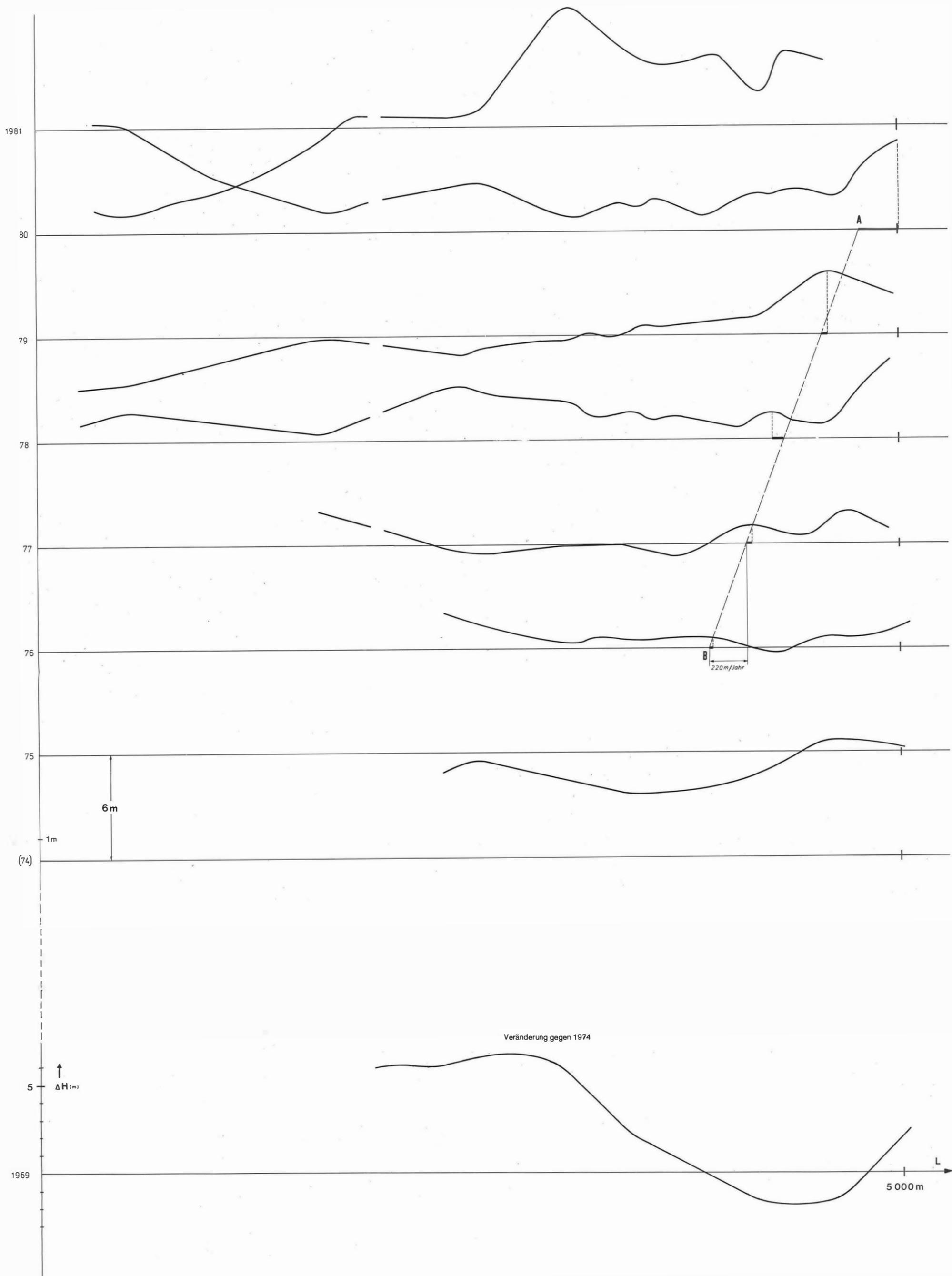


Abb. 13 Jährliche Veränderungen des Gletscherprofils von 1974 – 1981

Definition der Gletscher- abgrenzung durch:	Darstellung	Anmerkung
Angrenzenden Fels	—————	---
Randkluft	-----	---
Gletscherspalten- erstreckung	-----	Gegen seitliche Firnfelder
Neigungsänderung	-----	Zungenrand bei Neuschneeauflage
Schematische Festlegung	-----	Zwischen Gletschern

5.2.2 Höhenschichtliniengenauigkeit

Aus dem Vergleich zweier Höhenschichtliniendarstellungen oder terrestrischer Pegelbeobachtungen mit einer Höhenschichtliniendarstellung lassen sich auf geometrischem Wege [Rich.FINSTERWALDER, 1953] Höhen-, Dicken- und Volumsänderungen (Massenbilanz) ermitteln. Die Genauigkeit der ermittelten Werte hängt von der Genauigkeit der Schichtlinienauswertung ab, auch dann, wenn die Lage zweier Gletscher-Schichtlinien nicht über absolute Paßpunkte, sondern durch gegenseitiges Einpassen der korrespondierenden Linien im festen Gelände hergestellt wird.

Durch Stichproben nach 3 verschiedenen Methoden wurden die folgenden Genauigkeits-Schätzwerte ermittelt.

- (1) Vergleich der photogrammetrischen Auswertung 1980 mit terrestrischen bestimmten Höhen 1980

Durch Vergleich der terrestrisch gemessenen Pegelfußpunkts-Höhen (identisch mit Gletscherhöhe) mit den aus der Schichtlinienauswertung 1980 entnommenen Höhen über den kartierten Pegelorten ergaben sich die folgenden Werte:

	Anzahl d.Beob.	m_H	Maximale Einzelab- weichung
Ablationsgebiet	21	$\pm 0,9$ m	- 1,8 m
Akkumulationsgebiet	11	$\pm 1,9$ m	+ 3,7 m

(2) Vergleich von Doppelauswertungen

Das Luftbildmodell 1980 wurde bei unveränderter Lage im Auswertegerät zur Bestimmung des Auswertefehlers teilweise doppelt ausgewertet. Im festen Gelände ergaben sich praktisch vernachlässigbare Abweichungen in der Größenordnung der Strichbreite des Tuschezeichenstiftes (0,25 mm). Im Gletschergelände wurden die Lagedifferenzen der beiden Schichtenlinien mittels Meßlupe in der gemittelten Fallrichtung gemessen und mit der aus der Schichtweite bestimmten Neigung in Höhendifferenzen umgerechnet.

Ergebnis: Im Ablationsgebiet ergibt sich ein mittlerer Höhenfehler von $\pm 0,6$ m, im Akkumulationsgebiet von $\pm 1,6$ m.

Damit liegt eine gute Übereinstimmung mit der Methode nach Pkt.(1) vor. Die dort auftretenden größeren Zahlenwerte könnten auf dem kleineren Umfang der Stichprobe beruhen.

(3) Vergleich der Auswertungen 1974 und 1980

Die beiden Originalauswertungen wurden nach den Koordinaten-Marken aufeinander eingepaßt. Die Lagedifferenzen der gleichbezifferten Höhenschichtlinien wurden mittels Meßlupe gemessen und in Höhendifferenzen umgerechnet. Die Messungen erfolgten nach 2 verschiedenen Auswahlkriterien: (a) Entlang von Profillinien und (b) entlang von Höhenschichtlinien.

Ergebnisse:

(3.1) Systematischer Fehler der Auswertung 1974

Ein systematischer Fehler zeigte an, daß die Auswertung 1974 nordöstlich des Gletscherendes an einem dort etwa 2,5 m aufgebogenen Modell erfolgt ist. Dieser Fehler wirkt sich bei der Bestimmung von Höhenveränderungen des Gletschers nicht aus, wenn zu deren Bestimmung die Einpassung der Auswertungen für jede Schichtlinie im festen Gelände getrennt erfolgt.

(3.2) Mittlerer Höhenfehler, entlang von Profillinien beobachtet:

Nach der Abspaltung des bei (3.1) erwähnten systematischen Fehlers ergibt sich aus 233 Beobachtungen für 7 Geländeneigungsklassen von $< 20^{\circ}$ bis $> 45^{\circ}$ ein mittlerer Höhenfehler von $\pm 1,5$ m bis $\pm 2,2$ m. Eine Abhängigkeit von der Geländeneigung ist nicht erkennbar.

(3.3) Mittlerer Höhenfehler, entlang von Höhengichtlinien beobachtet:

Nach der Abspaltung des bei (3.1) erwähnten systematischen Fehlers ergibt sich aus 136 Beobachtungen für 7 Geländeneigungsklassen wie bei (3.2) ein mittlerer Höhenfehler von $\pm 1,4$ m bis $\pm 1,9$ m. Eine Abhängigkeit von der Geländeneigung ist nicht erkennbar.

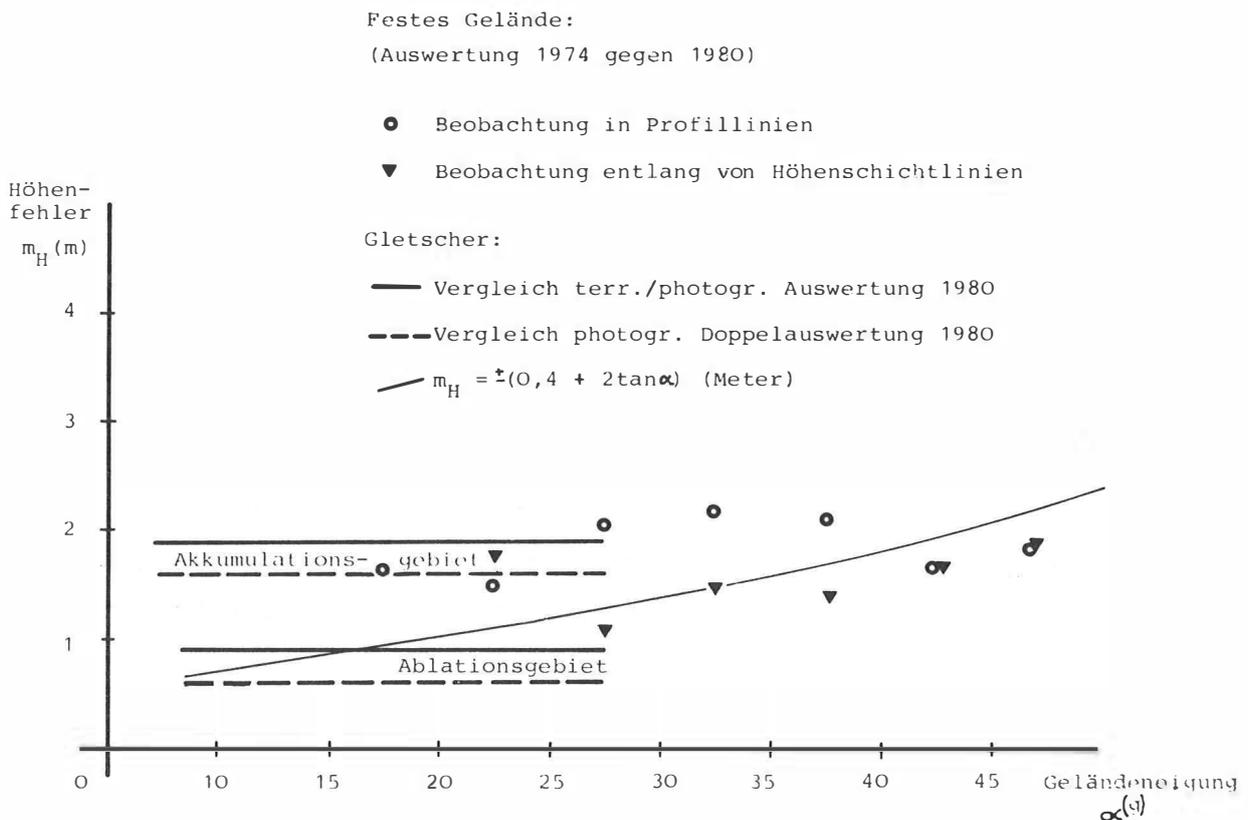


Abb.14 Höhenfehler der Auswertungen 1974 und 1980

(4) Zusammenfassung

Die Abb.14 zeigt die nach den Punkten (3.1) bis (3.3) ermittelten Genauigkeitswerte und zusätzlich die Höhenfehler, die nach der von [Rüd. FINSTERWALDER und RENTSCH, 1976] angegebenen Formel für terrestrisch-photogrammetrische Auswertungen für einen Bildmaßstab von etwa 1:6 000 bis 1:12 000) zu erwarten sind:

$$m_H = \pm (0,4 + 2 \cdot \tan \alpha) \text{ (Meter).}$$

5.2.3 Kartometrische Auswertungen

5.2.3.1 Massenbilanz 1974/1980

Die geodätische Methode des Volumsvergleichs anhand der Schichtlinienkartierungen 1974 und 1980 ergab eine mittlere jährliche Volumszunahme von $1,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3$.

5.2.3.2 Höhenänderungen entlang einer Bezugslinie

Wie schon in Pkt.4.2.3 beschrieben, wurden die Gletscherhöhenänderungen von 1969 bis 1981 entlang einer definierten Bezugslinie, die etwa einer "Stromlinie" des Gletschers entspricht, ermittelt und in den Abb. 12 und 13 dargestellt.

5.2.3.3 Flächen- und Höhenänderungen 1969/74/80

Diese ergeben sich unmittelbar aus den entsprechenden Kartierungen und sind in der Karte Untersulzbachkees 1980, Ausgabe A, dargestellt. Eindeutig definierbar waren die Flächenveränderungen durch das Vor- und Rückgehen der Zunge, dagegen sind die übrigen Flächenänderungen u.a. auch stark von der Interpretation der Gletscherabgrenzung beeinflusst.

5.2.3.4 Modellparameter für ein zweidimensionales Gletschermodell.

Aus der Karte 1974 - Ausgabe mit Untergrundisohypsen - [BRÜCKL et.al., 1980] wurden Profilhöhen, Grundrißflächen

und Querschnittsflächen als geometrische Modellparameter für ein zweidimensionales Gletschermodell, über welches E. BRÜCKL in dieser Publikationsnummer berichtet, entnommen.

6. Kartographische Arbeiten

Die kartographischen Arbeiten umfaßten die reprotchnische Bearbeitung der Orthophotos und die Herstellung der Strich- und Schriftinhalte. Letzteres bot keine Besonderheiten gegenüber herkömmlichen Arbeiten ähnlicher Art. Erwähnenswert ist, daß in der Karte 1974 für verschattete oder kontrastarme Bildteile eine Strichzeichnung für Felsen und Moränen hergestellt und in Sepia aufgedruckt wurde.

Die reprotchnische Bearbeitung umfaßte auch die Montage von zwei Teilbildern zur Ausschaltung von Bildteilen mit Fehlabbildungen, wie sie aus verfahrensimmanenten Restfehlern der Entzerrungsgeräte stammen. Auch für die Orthophotos der Luftbilder 1980 mußte dieses Verfahren angewandt werden, wobei hier die Teilbilder mit verschiedenen Richtungen der Projektionsstreifen hergestellt wurden. Darüber hat [PILLEWIZER, 1982] ausführlich berichtet.

Durch die relativ große Anzahl von Luftbildkarten aus Gletschergebieten, die am Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien hergestellt wurden, konnten Erfahrungen zum Grad der Überarbeitung, der Farbgebung und der Art der Gletscherabgrenzung gesammelt werden, worüber ausführlicher bei [JIRESCH, 1980] berichtet ist. Über die kartographische Gestaltung der vom Untersulzbachkees hergestellten Karten gibt die Tab.4 Auskunft. Auf einige Aspekte wird im folgenden näher eingegangen.

Gletscherabgrenzung

Als Mittel der Kennzeichnung des Gletscherareals kommen einzeln oder kombiniert in Frage:

Farbüberdruck, eigene Luftbildfarbe, Höhenschichtlinien in "Gletscherfarbe" und Abgrenzungslinien.

Wenn die blaue Höhenschichtlinienfarbe, wie z.B. auf der Karte 1974, nicht nur für die Gletscher-, sondern auch für perennierende Firnflächen angewandt wird, dann ist ein weiteres Unterscheidungsmittel erforderlich. In der Karte 1974 wurde das Luftbild getrennt in einer eigenen Gletscherfarbe und Felsfarbe gedruckt, in der Karte Untersulzbachkees 1980 wurde ein hellblauer Überdruck angewandt. Letzteres ist zwar völlig ausreichend für die Kenntlichmachung des Gletscherareals, ersteres trägt aber wesentlich zur Verbesserung der plastischen Wirkung des Kartenbildes bei. In der reprotechnischen Durchführung ist eine zusätzliche Trennkopie für das Luftbild erforderlich und im Druck eine höhere Paßforderung einzuhalten.

Luftbildfarbe im Felsgelände

Wie aus der Übersicht der Tab.4 zu ersehen ist, wurde als Druckfarbe für das Luftbild im festen Gelände sowohl Grau als auch Schwarz angewandt. Die graue Druckfarbe verschlechtert erwartungsgemäß die Bildgüte, erfordert aber keine Freistellungsmaßnahmen für die Schrift. Mit der schwarzen Druckfarbe ist eine wesentlich bessere Bildwiedergabe zu erzielen, es empfiehlt sich aber eine Freistellung der Schriften und Signaturen, wie das Beispiel der Karte Untersulzbachkees 1980 zeigt, wo die Lesbarkeit von Schrift- und Signaturinhalt teilweise verbesserungsfähig ist.

Darstellung von Gletscheruntergrundisohypsen

Aufgrund seismischer Tiefenmessungen wurden von E. BRÜCKL Untergrundisohypsen für das Untersulzbachkees und Teile des Obersulzbachkees konstruiert. Sie wurden in die 5-farbige Luftbildkarte 1974 (Nr.4 in Tab.4) mit der braunen Farbe der Höhenschichtlinien des festen Geländes eingedruckt (Nr.5 in Tab.4). Der Gletscherkörper ist also durch 2 Scharen von Schichtenlinien dargestellt. Die

braunen Untergrundisohypsen treten stärker hervor als die blauen Schichtenlinien der Oberfläche. Im Zungenbereich, wo die Untergrundisohypsen eher rechtwinkelig zu den Höhengichtlinien der Oberfläche verlaufen, sind beide Linienscharen deutlich visuell zu trennen; im übrigen Gletscherbereich ist durch die farbliche Unterscheidung der Linien und die Unterstützung der blauen Oberflächenlinien durch das in einem blaugrünen Gletscherton gedruckte Luftbild zumindest eine gute Lesbarkeit gewährleistet.

Südorientierung

Alle bisher hergestellten Luftbildkarten (1969, 1974 u. 1980) weisen eine genaue oder genäherte Orientierung nach Süden auf, um dadurch den Eindruck einer Negativplastik zu vermeiden, wie sie sonst durch die Südbeleuchtung des Geländes durch die Sonne leicht eintreten kann. Zur Erzielung geringstmöglicher Schattenflächen waren die Aufnahmezeitpunkte nämlich so gewählt worden, daß die Sonne gerade die für den richtigen Plastik-Eindruck ungünstige Beleuchtungsrichtung hat.

Touristenkarte 1:20 000

Die Luftbildaufnahmen 1980 wurden so geplant, daß das Bildmaterial nicht nur für eine Kartendarstellung des Untersulzbach-Gletschers geeignet ist, sondern darüber hinaus ein Gebiet erfaßt, das touristisch interessant ist. Mit einem geringen Mehraufwand ist dadurch die Nutzung der bisher aufgewandten Kosten und Arbeiten zur Herstellung einer Touristenkarte ermöglicht. Für die Touristenkarte wurde der Maßstab 1:20 000 gewählt. Er ergibt ein handliches Format der Karte und ist doch noch groß genug, um die Vorzüge eines Luftbilduntergrundes wahrzunehmen.

Kartentitel	Orthophoto-Gletscherkarte Untersulzbachkees 1969 (Großvenediger) - Glaziologische Arbeitskarte			Luftbildkarte Großvenediger 1:10 000		Untersulzbachkees 1980, A Thematische Orthophotokarte 1:10 000 (3 Teilkarten)	Luftbildkarte Großvenediger 1980 1:10 000 1:20 000 mit Ober- und Untersulzbachkees	
	Version A	Version B	Version C	Version A	Version B			
Merkmale:	1	2	3	4	5	6	7	8
1. Maßstab	1:10 000	1:10 000		1:10 000		1:10 000	1:10 000	1:20 000
2. Gletscherstand	1969	1969		1974		1980	1980	1980
3. Farbe des Orthophotos: 3a Festes Gelände 3b Firnfelder 3c Gletscher	grau grau grau	grau blau blau 2		grau grau blau 2		schwarz schwarz schwarz	schwarz schwarz blau 2	schwarz schwarz blau 2
4. Höenschichtlinien-Farbe 4a Festes Gelände 4b Firnfelder 4c Gletscher	schwarz blau blau			braun blau blau		braun blau blau	braun blau blau	braun blau blau
5. Höenschichtlinien- Äquidistanz 5a Festes Gelände 5b Gletscher	20 m 10 m			20 m 10 m		Teilkarte 1 Teilkarten 2,3 20 m keine HSchl 20 m 50 m	20 m 20 m	20 m 20 m
6. Kennzeichnung des Gletscherareals durch: 6a Trennlinie 6b Farbüberdruck 6c Orthophotofarbe 6d HSchl-Farbe	ja - - blau			- - blau 2 blau		- ja - blau blau	- - blau 2 blau	- - blau 2 blau
7. Kartographische Bearbeitung außer Schrift und Koten	Gewässer			Gewässer, Wege, Hütten, Hektar- netz. Fels-, Schutt-u. Moränenzeichnung in Sepia		Flächenänderung, Höhenänderung Pegelbewegung 1975 - 1981	Gewässer, Wege Hütten, Hektar- netz	Gewässer, Wege Hütten, Hektar- netz
8. Sonstiges		Gletscherunter- grund-Isohypsen in Braun, Äquidistanz 20m	Gletscherunter- grund-Isohypsen in Rot, Äquidistanz 20m		Gletscherunter- grund-Isohypsen in Braun, Äquidistanz 20m			
9. Anmerkung	Nur Zungengebiet des Gletschers Orientierung nach Süden			Untersulzbach-Gl., teilweise Obersulzbach-Gl. Orientierung nach Südwesten		Nur Untersulzbach-Gl. Orientierung nach Südwesten	Unter- und Obersulzbach-Gl. Orientierung nach Südwesten	

Tab.4 Luftbildkarten des Untersulzbach-Gletschers

Literaturverzeichnis:

- BRÜCKL, E., GANGL, G.,
SEIBERL, W., GNAM, Ch.,
(1980): Seismische Eisdickenmessungen auf dem Ober-
und Untersulzbachkees in den Sommern der
Jahre 1973 und 1974. Arbeiten aus der
ZA.f.A.u.G., Heft 45, Nr. 248, 1 - 23
- BRUNNER, K. (1977): Darstellung alpiner Gletscher in großmaß-
stäbigen Karten. Diss. am Lehrstuhl für
Kartographie und Reproduktionstechnik der
TU München
- FINSTERWALDER, Rich. (1931): Geschwindigkeitsmessung an Glet-
schern mittels Photogrammetrie. Zeitschrift
für Gletscherkunde 19, 1931
- FINSTERWALDER, Rich. (1953): Die zahlenmäßige Erfassung des
Gletscherrückganges an Ostalpengletschern.
In: Zeitschrift für Gletscherkunde und
Glaziologie, Bd.II/2, 1953
- FINSTERWALDER, Rüd. u. RENTSCH, H. (1976): Die Erfassung der
Höhenänderung von Ostalpengletschern in den
Zeiträumen 1950-1959-1969. In: Zeitschrift
für Gletscherkunde und Glazialgeologie,
Bd.XII, Heft 1, 1976
- JIRESCH, E. (1982): Orthophotokarten von Gletschergebieten.
In: Geowissensch.Mitt. der Studienrichtung
Vermessungswesen, TU Wien; Heft 20
- KAFKA, E. (1981): Bereitstellung von Kleincomputerprogrammen
für die Fotogrammetrie (HP67, HP41c).
Diplomarbeit am Institut für Photogramme-
trie der TU Wien, 1981
- MANSBERGER, R. (1982): Die Darstellung der Ergebnisse glazio-
logischer Untersuchungen am Untersulzbach-
kees in der Zeit von 1969 bis 1981 auf
einer thematischen Orthophotokarte.
Diplomarbeit am Institut für Kartographie
und Reproduktionstechnik der TU Wien
- MESSNER, G. (1977): Durchführung geodätischer und kartometri-
scher Messungen am Untersulzbachkees (Groß-
venediger) zur Gewinnung glaziologischer
Parameter. Unveröff. Diplomarbeit am In-
stitut für Kartographie und Reproduktions-
technik der TU Wien, 1977
- NIEDERMAYR, W. (1975): Schaffung der geodätischen und topogra-
phischen Unterlagen für die Herstellung
einer Orthophotogletscherkarte. Unveröff.
Diplomarbeit am Institut für Kartographie
und Reproduktionstechnik der TU Wien, 1975
- PILLEWIZER, W. (1940): Das Obersulzbachkees im Sommer 1939.
In: Mitt. der Geogr. Gesellschaft, Band 83

- PILLEWIZER, W. (1982): Orthophototechnik im Hochgebirge.
In: Zeitschrift für Vermessungswesen 107.
Heft 8, 1982
- WAGENSOMMERER, G. und WALDHÄUSL, P. (1977): Eine universelle
Lösung des einfachen, räumlichen Vorwärts-
schnittes für Kleincomputer. Österr. Zeit-
schrift für Vermessungswesen und Photo-
grammetrie 64, Nr.3/4, 1977.

Geowiss.Mitt.
21, 1982/S.113-151

EIN GLETSCHERMECHANISCHES MODELL DES
UNTERSULZBACH KEESES

von
E. BRÜCKL

Prof. Dr. phil. habil. Wolfgang Pillewizer
zum 70. Geburtstag

Dipl.Ing.Dr.phil. Ewald Brückl
Überfuhrstr. 16/8
A - 5020 Salzburg

1. Einleitung

Die vielseitigen, am Untersulzbachkees ausgeführten Untersuchungen fordern dazu heraus, die mit den verschiedenen Methoden gewonnenen Daten in einem gletschermechanischen Modell zusammenzuführen und auf ihre gegenseitige Verträglichkeit hin zu prüfen.

Neben dem amtlichen Kartenwerk liegen Orthophotokarten der Jahre 1969, 1974 und 1980 vor (NIEDERMAYR (1975), PILLEWIZER (1976), MANSBERGER (1982)). Seit dem Jahre 1975 wurden Pegelmessungen ausgeführt und in geodätischer und glaziologischer Hinsicht ausgewertet. Eine Darstellung der Ergebnisse gibt JIRESCH (1982) in dieser Publikationsnummer. Refraktionsseismische Eisdickenmessungen wurden im Firngebiet 1974 ausgeführt (BRÜCKL et. al., 1980) und im Jahre 1979 durch reflexionsseismische Messungen auf der Zunge ergänzt (ARIC', unpubliziert).

Gletschermechanische Theorien über das stationäre Fließen wurden in zweidimensionaler Betrachtungsweise erstellt (z.B. NYE, 1957 und 1965), das instationäre Verhalten wurde analytisch auf eindimensionaler Basis erfaßt (z. B. NYE, 1963).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, mit einem eindimensionalen Modell das Auslangen zu finden, wobei jedoch die bestehenden theoretischen Erkenntnisse über das Fließverhalten des Eises in allen wesentlichen Teilen berücksichtigt werden sollen. Ähnliche bestehende Modelle (BUDD und JENSSEN, 1975) können diesem Anspruch nicht voll entsprechen.

2. Modellparameter

Der Auswahl der Modellparameter liegt der Gedanke zugrunde, eine möglichst einfache und eindeutige Herleitung der Modellparameter aus Feldbeobachtungen zu gewährleisten.

Als X-Koordinate soll eine krummlinige, vom Gletscherbeginn etwa der mittleren Stromlinie zum Gletscherende hin folgende Bezugslinie in Horizontalprojektion gewählt werden, auf die alle anderen ortsabhängigen Größen als Modellparameter bezogen werden können.

Zur numerischen Behandlung des Gletschermodells werden der X-Koordinate Sample-Werte

$$X(I) = I \cdot X_0$$

zugeordnet, wobei X_0 das Sample-Intervall bedeutet.

An den Sample-Punkten werden folgende Gletscherparameter definiert:

$Z(I)$... Höhe der Eisoberfläche des Gletschers bzw. der Höhe der Geländeoberfläche im Vorfeld

$W(I)$... Breite des Gletschers

$S(I)$... Querschnittsfläche (Vertikalschnitt) des Gletschers

$U(I)$... mittlere Fließgeschwindigkeit im Querschnitt $S(I)$

$B(I)$... Spezifische Nettomassenbilanz

Weiters gelte:

$H(I) = S(I)/W(I)$... mittlere Eisdicke

$Q(I) = S(I) \cdot U(I)$... Eisfluß

$F = X_0 \cdot \sum W(I)$ Gesamtfläche

$V = X_0 \cdot \sum S(I)$ Gesamtvolumen.

Es sollen nun Verfahren angegeben werden, wie diese Parameter an realen Gletschern bestimmt werden können.

Die Höhe der Gletscheroberfläche $Z(I)$ wird direkt entlang der X-Koordinate über dem Sample-Punkt $X(I)$ aus Höhenmessungen oder einer topographischen Karte bestimmt.

Die Gletscherbreite am Sample-Punkt ist definiert als

$$W(I) = \Delta F(I) / X_0 .$$

$\Delta F(I)$ entspricht jenem Teil der Gletscheroberfläche in Horizontalprojektion, der durch die Isohypsen, welche im Abstand von $\pm XO/2$ von $X(I)$ die X -Koordinate schneiden, begrenzt wird. Diese Definition erfüllt die Forderung

$$F = XO \cdot \sum W(I).$$

Der Gletscherquerschnitt am Sample-Punkt $X(I)$ ist definiert als

$$S(I) = \Delta V(I)/XO$$

$\Delta V(I)$ ist das vertikal unter der Fläche $\Delta F(I)$ befindliche Eisvolumen. Aus dieser Definition folgt

$$V = XO \cdot \sum S(I).$$

Die mittlere Fließgeschwindigkeit $U(I)$ ist als Mittelwert der horizontalen und normal zu den Isohypsen orientierten Komponente der Fließbewegung im Querschnitt $Q(I)$ bestimmt.

Die Größe $B(I)$ ist der Mittelwert der spezifischen Nettomassenbilanz über der Gletscheroberfläche $\Delta F(I)$.

Da glaziale Taleinschnitte keine Rechteckform haben, ist bei veränderlichen Querschnitten $S(I)$ mit veränderlichen Gletscherbreiten $W(I)$ zu rechnen. Die Abhängigkeit $W(I)$ von $S(I)$ könnte rechnerisch nur durch ein dreidimensionales Modell erfaßt werden. Im Rahmen eines eindimensionalen Modells besteht die Möglichkeit, diesen Zusammenhang empirisch aus der Talform und der Dokumentation unterschiedlicher Gletscherstände zumindest in guter Näherung zu bestimmen.

Auf eine Definition der Höhe des Gletscherbetts wird verzichtet, da sich die in Frage kommende Größe

$$Z(I) - S(I)/W(I) = Z(I) - H(I)$$

mit veränderlichem Gletscherquerschnitt $S(I)$ ändert

und nur für $S(I) = 0$ in die Geländehöhe des Gletschervorfeldes entlang der X-Koordinate übergeht.

3. Bestimmung der Gletscherquerschnitte

Ausgangspunkt für die Bestimmung der Gletscherquerschnitte bildeten die im Jahr 1974 im Firnfeld des Untersulzbachkeeses durchgeführten seismischen Eisdickenmessungen (BRÜCKL et.al., 1980). Darauf aufbauend und mit Hilfe der kartographischen Unterlagen (ÖK 1:25 000, Gletscherstand 1934; Orthophotokarte 1:10 000, Gletscherstand 1974, Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik) wurde im Jahr 1976 eine Karte des Gletscheruntergrundes konstruiert. Da über die Erstellung dieser Untergrundkarte bisher noch nicht ausführlich berichtet wurde, soll dies im folgenden vorgenommen werden, obwohl nachfolgende reflexionsseismische Messungen (ARIĆ, unpubliziert) und die das Thema dieser Arbeit bildende Modellrechnung eine Korrektur erforderlich machen.

Da eine Messung oder jeder sonstige Aufschluß der Eismächtigkeit nur als Stichprobe aufgefaßt werden kann, muß ein Verfahren gefunden werden, mit dessen Hilfe die Eisdicken interpoliert werden können. Auf Grund zuvor gemachter guter Erfahrungen (BRÜCKL, 1970) wurde das Plastizitätsmodell (NYE, 1951 und 1952) unter Vernachlässigung der Longitudinalspannungen verwendet. Die Beziehung lautet

$$R \cdot \rho \cdot g \cdot \sin \alpha = K \quad (3.1)$$

In Gleichung (3.1) bedeuten R den hydraulischen Radius, ρ die Dichte des Gletschereises, g die Erdbeschleunigung, α die Oberflächenneigung in Fließrichtung und K die Fließgrenze. Im Firngebiet kann wegen des geringen Randeinflusses der hydraulische Radius durch die mittlere Eisdicke H ersetzt werden.

Als Oberflächenneigung gilt der Neigungswinkel der Tangente an die Falllinie, gemittelt über eine Länge von der

Größe der Eismächtigkeit.

Im Firngebiet des Untersulzbachkeeses wurden 3 seismische Profile gemessen. Entlang dieser Profile wurden an 13 gleichmäßig verteilten Stellen die Größe $H \cdot \sin \alpha$ bestimmt. Ihr Mittelwert beträgt $14,0 \pm 2,8$ m. Entgegen den Erwartungen des Plastizitätsmodells zeigt $H \cdot \sin \alpha$ jedoch noch eine deutliche Abhängigkeit von $\sin \alpha$. Dieser Zusammenhang ist in Abb.1 logarithmisch dargestellt. Die Ausgleichsgerade wurde zur Konstruktion des Gletscherbettes im Bereich des Firngebietes (etwa bis 2800 m) herangezogen.

Das Plastizitäts-Modell eines Gletschers bietet die Möglichkeit, aus dem Vergleich von Karten verschiedener Gletscherstände Aussagen über die Eismächtigkeiten zu machen. Hierbei müssen jedoch die folgenden zusätzlichen Annahmen getroffen werden:

- 1) das Gletscherbett bleibt im betrachteten Zeitintervall unverändert
- 2) die Fließgrenze und die Dichte des Gletschereises bleiben konstant.

Nehmen wir die beiden zusätzlichen Annahmen als hinreichend genau erfüllt an, so können zwei Methoden zur Bestimmung der Eismächtigkeiten aus Kartenvergleichen angegeben werden.

Wir bezeichnen mit dem Index 1 Größen, die zum niedrigeren Gletscherstand gehören und mit dem Index 2 Größen, die zum höheren gehören. In unserem Fall sind dies die Gletscherstände 1974 und 1934

a) Bereich $R_1 = 0$, $R_2 \neq 0$:

Im Bereich des derzeitigen Gletschervorfeldes können wir direkt das Produkt $R_2 \cdot \sin \alpha$ bilden und erhalten somit eine erste Information über diese entsprechend unserer Annahme zeitunabhängigen Größe K .

b) Bereich $R_2 - R_1 > 0, R_1 \neq 0$:

Dieser Bereich entspricht dem Zungenende des niedrigeren Gletscherstandes. Entsprechend Gleichung (3.1) können wir setzen

$$R_1 \cdot \sin \alpha_1 = R_2 \cdot \sin \alpha_2$$
$$R_1 = \frac{(R_2 - R_1) \cdot \sin \alpha_2}{\sin \alpha_1 - \sin \alpha_2} \quad (3.2)$$

Da der Unterschied in den hydraulischen Radien $R_2 - R_1$ zumeist der Höhendifferenz der Gletscheroberflächen gleichgesetzt werden kann, ermöglicht Gleichung (3.2) die Berechnung von R_1 und R_2 .

Methode a) wurde im nunmehr eisfreien Gletschervorfeld und Methode b) bis ca. 500 m oberhalb des heutigen Zungenendes angewandt.

Etwa 2000 m oberhalb des Zungenendes sind die Eismächtigkeiten für 1934 geringer als für 1974. Eine solche Erscheinung ist durch das Plastizitätsmodell nicht zu erklären und zeigt die Grenzen der beschriebenen Methoden auf. Für die Konstruktion des Gletscherbettes im Zungenbereich wurde

$$R \cdot \sin \alpha = 16 \text{ m}$$

herangezogen.

Die aus Seismik und Kartenvergleich ermittelten Isohypsen des Gletscheruntergrundes sind in der Orthophotokarte 1:10 000 (1976) in brauner Farbe eingetragen.

Durch Planimetrieren der Flächen zwischen den Isohypsen der Gletscheroberfläche und des Gletscheruntergrundes

wurde für das gesamte Untersulzbachkees ein Volumen von $345 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ und für den durch das Gletschermodell erfaßten Teil ein Volumen von $329 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ gefunden.

Im Jahre 1979 wurden im mittleren Flachstück der Gletscherzunge in einer Höhe von 2450 m reflexionsseismische Messungen ausgeführt. Sie ergaben in Gletschermitte eine Eismächtigkeit von 200 m (ARIC', unpubliziert). Der daraus ermittelte Gletscherquerschnitt ist etwa 10 % geringer als jener, der aus der Isohypsenkonstruktion von 1976 folgt.

Um mit dem bei der Ermittlung des Gletscherbettes herangezogenen Modell der idealen Plastizität nicht die Anpassung des Gletschermodells zu beeinflussen, sollen im weiteren nur das Gesamtvolumen und die durch seismische Messungen erfaßten Gletscherquerschnitte als Feldbeobachtungen gewertet werden. Diese Daten sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

X - Koordinaten	Querschnittsflächen
500 m	$50 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
600 m	$101 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
900 m	$64 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1100 m	$79 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1100 m	$44 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1200 m	$57 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1300 m	$64 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1400 m	$107 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1700 m	$147 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1800 m	$129 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
1900 m	$80 \cdot 10^3 \text{ m}^2$
3600 m	$82 \cdot 10^3 \text{ m}^2$

$$\text{Gesamtvolumen } V = 329 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

4. Bestimmung der Massenbilanz

Die Bestimmung der Massenbilanz des Untersulzbachkeeses im Zeitraum 1975 - 1981 erfolgte nach der glaziologischen Methode. Zur Kontrolle der so gewonnenen Daten konnte die geodätische Methode, basierend auf den Orthophotokarten 1974 und 1980, angewandt werden. Detaillierte Beschreibungen der Feldmessungen finden sich in den Diplomarbeiten MESSNER (1977) und MANSBERGER (1982) und der Arbeit von JIRESCH in dieser Publikationsnummer. Im folgenden sollen nur die methodischen Grundlagen und die für die Anpassung des mechanischen Modells notwendigen Daten zusammengefaßt werden.

Die nach der glaziologischen Methode vorgenommenen Bestimmungen der spezifischen Nettomassenbilanz stützten sich auf Pegelbeobachtungen. Im Gegensatz zu detaillierteren Messungen (HOINKES, 1970) wurde auf die Rückversetzung der Pegel und die Dichtebestimmung in Schneeschächten verzichtet. Die bei den Akkumulationspegeln gemessenen Auftragshöhen wurden mit einer mittleren Dichte von $0,5 \text{ g/cm}^3$ zu Wasserwerten umgerechnet. Die Dichte von $0,5 \text{ g/cm}^3$ entspricht dem Mittelwert, der an den Akkumulationspegeln des Hintereisferners (KUHN et.al., 1979) exakt bestimmt wurde. Für das Eis des Ablationsgebietes wurde wie allgemein üblich eine Dichte von $0,9 \text{ g/cm}^3$ eingesetzt.

Die Darstellung aller in den Jahren 1975 - 1981 beobachteten Nettomassenbilanzen in Abhängigkeit von der Höhe legt die Anpassung durch zwei Gerade nahe (siehe JIRESCH, 1982). Die Gleichungen dieser Geraden lauten:

$$\begin{aligned}b_{n1}(Z) &= B0 + B1 \cdot (Z-GO) \\b_{n2}(Z) &= B2 \cdot (Z-GO) \\b_n(Z) &= \text{Minimum}(b_{n1}(Z), b_{n2}(Z))\end{aligned}$$

Die Größe GO bedeutet die Höhe der Gleichgewichtslinie,

B1 den Höhengradienten der spezifischen Nettomassenbilanz im Akkumulationsgebiet, B2 denselben Gradienten im Ablationsgebiet. Die Größe BO entspricht dem Achsabschnitt der Ausgleichsgeraden des Akkumulationsgebietes bei der Höhe $Z = GO$.

Die von MANSBERGER (1982) ausgeführten Rechnungen ergaben für den Zeitraum 1975 - 1981 folgende Werte

$$GO = 2600 \text{ m}$$

$$BO = 1,38 \text{ m}$$

$$B1 = 0,0015$$

$$B2 = 0,0078$$

Entsprechend den bei detaillierten Massenbilanzbeobachtungen gemachten Erfahrungen über die Konstanz des Höhengradienten der spezifischen Nettomassenbilanz (HOINKES, 1971) wurden die Werte B1 und B2 auch für jedes der Beobachtungsjahre als konstant angenommen und nur die Werte GO und BO zur Anpassung an die einzelnen Jahre variiert. Die folgende Tabelle zeigt die dabei gewonnenen Ergebnisse:

Jahr	GO (m)	BO (m)
1975/76	2626	--
1970/77	2646	--
1977/78	2583	1,22
1978/79	2653	1,03
1979/80	2563	1,18
1980/81	2685	1,82

Aus dieser Tabelle kann ersehen werden, daß BO in keinem signifikanten Zusammenhang mit GO steht. Daraus kann abgeleitet werden, daß die alleinige Variation von GO eine naturgemäße Simulation von Jahren unterschiedlicher Massenbilanzen ermöglicht.

Die aus den Parametern GO, BO, B1 oder B2 errechnete mittlere jährliche Nettomassenbilanz für den Zeitraum 1975 - 1981 beträgt $B_n = 2,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$. Der nach der geodätischen

Methode erhaltene Wert beträgt $B_n = 1,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$.

Um die nach der glaziologischen Methode bestimmten Parameter an die Ergebnisse der geodätischen Methode anzupassen, wurden folgende Modifikationen vorgenommen:

$$GO = 2620 \text{ m}$$

$$BO = 1,0 \text{ m}$$

$$B1 = 0,0015$$

$$B2 = 0,0080$$

Diese Werte BO , $B1$ und $B2$ entsprechen nicht Wasserwerten, sondern den für das Modell maßgeblichen Eishöhen (Dichte 0.9 g/cm^3). Zur Erzielung einer ausgeglichenen Bilanz müßte die Gleichgewichtslinie auf $GO = 2693 \text{ m}$ angehoben werden.

5. Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit

Sämtliche für die Massenhaushaltsbestimmungen verwendeten Pegel wurden auch geodätisch eingemessen, sodaß Bewegungsvektoren für die Massenhaushaltsjahre 1975/76 bis 1980/81 vorliegen (JIRESCH, 1982). Ein Problem bildet dabei noch die Ermittlung der mittleren Fließgeschwindigkeit durch die Querschnittsfläche aus Oberflächenmessungen. Zu dieser Frage liegen sowohl theoretische Untersuchungen als auch Feldbeobachtungen vor. Aus Oberflächen- und Bohrlochmessungen am Athabasca-Gletscher bestimmte RAYMOND (1971) das Verhältnis von mittlerer Geschwindigkeit durch die Querschnittsfläche $U(x)$ zur über die Querschnittsbreite gemittelten Oberflächengeschwindigkeit $U_0(x)$ zu $U(x)/U_0(x) = 1.12$. NYE (1965) untersuchte theoretisch die Geschwindigkeitsverteilung in rechtwinkligen, elliptischen und parabolischen Querschnitten unter der Annahme, daß am Gletscherbett kein Gleiten auftritt. Für nicht zu schmale Kanäle liegt das Verhältnis der beiden Geschwindigkeiten bei $U(x)/U_0(x) \approx 1$.

Die Analyse der geodätischen Beobachtungen am Untersulz-

bachkees erbrachte im Zungenbereich des Gletschers für die Horizontalkomponente der Oberflächengeschwindigkeit folgenden normierten Zusammenhang:

$$\frac{U_0(x,0) - U_0(x,y)}{U_0(x,0)} = \left(\frac{2y}{L} \right)^k \quad (5.1)$$

y ... Abstand von der Mittellinie

L ... Gletscherbreite (entlang der Isohypse gemessen)

$U_0(x,0)$... Oberflächengeschwindigkeit in Gletschermitte

$U_0(x,y)$... Oberflächengeschwindigkeit im Abstand y von der Gletschermitte

Der Exponent k beträgt $k = 3,5$.

Weiters zeigte sich eine Abweichung der Fließrichtung von der Fallrichtung der Gletscheroberfläche entsprechend folgendem Zusammenhang:

$$\delta = \delta_0 \frac{2y}{L} \quad (5.2)$$

δ ... Abweichung von der Falllinie (bei der Gletscherzunge zur Gletschermitte hin)

Die Konstante wurde zu $\delta_0 = 26^\circ$ bestimmt. Da den Gleichungen (5.1) und (5.2) Symmetrie um die Gletschermitte zugrunde liegt, kann die mittlere Oberflächengeschwindigkeit $U_0(x)$ normal zu einem Querschnitt entlang einer Isohypse wie folgt berechnet werden:

$$U_0(x) = U_0(x,0) \frac{2}{L} \int_0^{L/2} \left[1 - \left(\frac{2y}{L} \right)^k \right] \cos \left(\delta_0 \frac{2y}{L} \right) dy$$

$$U_0(x) = 0.76 \cdot U_0(x,0)$$

Das letztgenannte Resultat wurde durch numerische Integration gewonnen.

Für die weiteren Betrachtungen soll die mittlere Fließgeschwindigkeit durch den gesamten Querschnitt der mitt-

leren Oberflächengeschwindigkeit gleichgesetzt werden.

Wegen der geringen Zahl der Pegel im Firngebiet erscheint eine dem Ablationsgebiet analoge Analyse der Geschwindigkeitsvektoren nicht sinnvoll. Da keiner der Pegel nahe dem Gletscherrand liegt, sollen die dort beobachteten Horizontalgeschwindigkeiten als Stichproben für $U_0(x,0)$ aufgefaßt werden.

Die folgende Tabelle zeigt die über die Sample-Intervalle gemittelten Oberflächengeschwindigkeiten $U_0(x,0)$ für den Zeitraum 1975 - 1981. Im Zungenbereich wurden die Meßwerte mittels Gleichung (5.1) auf die Gletschermitte normiert.

x-Koordinate (m)	Mittelwert der Oberflächen- geschwindigkeit in Gletschermitte 1975 - 1981 (m/a)
250	13,2
550	31,4
650	28,4
1050	42,5
1150	48,6
1250	37,8
1650	39,2
1750	49,6
2350	62,6
2450	61,7
2550	67,5
3050	68,2
3150	60,2
3250	53,3
3350	49,2
3450	46,6
3550	40,8
3650	39,3
3750	48,9
3850	51,3
3950	48,0
4050	36,2
4150	45,6
4250	49,4
4350	48,1
4450	44,6
4550	47,1
4650	45,3
4750	41,0
4950	31,4

6. Bestimmung der Höhen- und Längenänderungen

Die photogrammetrischen Auswertungen aus den Jahren 1969, 1974 und 1980 und die Pegelbeobachtungen der Jahre 1975 bis 1981 ermöglichen eine Analyse der Höhenänderungen der Gletscheroberfläche in diesem Zeitraum. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind bei JIRESCH (1982) zusammengestellt. Es konnte eine kinematische Welle, die mit einer Geschwindigkeit von 220 m/a vom mittleren Zungenbereich zum Zungenende fließt, beobachtet werden.

Die Längenänderungen des Untersulzbachkees im Zeitraum 1969 - 1981 sind in der thematischen Gletscherkarte von MANSBERGER (1982) graphisch dargestellt. Die Unterlagen hierfür bildeten die Zungenenden-Einmessungen des Österreichischen Alpenvereins.

Weitere Informationen über Höhen- und Längenänderungen liefern die ÖK 1:25 000 aus dem Jahr 1934 und die Reambulierung der 3-ten Originalaufnahme aus den Jahren 1887 bis 1889. Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe sind in einer eingehenden Arbeit von PATZELT (1973) beschrieben worden. Mit Hilfe dieser Unterlagen wurde von BRÜCKL et. al. (1980) das Verhalten des Zungenendes seit 1850 graphisch dargestellt.

7. Modellgleichungen

In diesem Abschnitt sollen die dem Gletschermodell zugrunde liegenden Gleichungen in einer analytischen Form dargestellt werden. Die verwendeten Symbole sind folgendermaßen definiert:

t ... Zeit

$x, W(x,t), S(x,t), H(x,t), B(x,t), U(x,y,t)$ und $Q(x,t)$

... entsprechend den Definitionen der Sample-Werte in Abschnitt 2

y ... vertikale Koordinatenachse über x mit Nullpunkt am Gletscherbett

$V(x,y,t)$... Vertikalkomponente der Fließgeschwindigkeit

- $\dot{\epsilon}_{ik}$... Tensor der Verformungsgeschwindigkeit
 $\dot{\epsilon}$ effektive Verformungsrate
 $2\dot{\epsilon}^2 = \dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{yy}^2 + \dot{\epsilon}_{zz}^2 + 2(\dot{\epsilon}_{xy}^2 + \dot{\epsilon}_{xz}^2 + \dot{\epsilon}_{yz}^2)$
 σ_{ik} ... Spannungstensor
 τ_{ik} ... Spannungsdeviator
 τ ... effektive Scherspannung
 $2\tau^2 = \tau_{xx}^2 + \tau_{yy}^2 + \tau_{zz}^2 + 2(\tau_{xy}^2 + \tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2)$
 τ_m effektive Scherspannung am Gletscherbett
 τ_b Scherspannung am Gletscherbett
 τ_o Normalkomponente von τ_{ik} in X-Richtung an der Gletscheroberfläche
 A, n .. Parameter des Fließgesetzes des Eises
 b_n Spez. Nettomassenbilanz
 α Neigung der Gletscheroberfläche
 β Neigung des Gletscherbettes

Die grundlegende Beziehung für ein Gletschermodell bildet die Kontinuitätsgleichung. Gegenüber einer allgemeinen Form dieser Gleichung können folgende Vereinfachungen vorgenommen werden (siehe z.B. PATERSON, 1980, S.242):

- das Schmelzen von Eis durch die Deformationsarbeit und den Erdwärmestrom wird nicht berücksichtigt.
- Der Mittelwert der Dichte über einen Querschnitt bleibt erhalten.

Mit diesen Vereinfachungen kann die Kontinuitätsgleichung folgendermaßen geschrieben werden

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = b_n \cdot W - \frac{\partial S}{\partial t}$$

Für ein stationäres Modell ist $\frac{\partial S}{\partial t} = 0$.

Die gesuchte Größe ist S. Da b_n die meteorologische Einganggröße des Gletschermodells bildet und W als Funktion von S empirisch aus der Morphologie des Gletscherbettes abgeleitet werden kann, verbleibt nur noch, eine durch die übrigen Modellparameter aufgebaute Bestimmungsgleichung für U zu finden. Da der Entwicklung einer der-

artigen Bewegungsgleichung jedoch die hauptsächlichlichen Bemühungen der Gletschermechanik galten, kann hier auf weit entwickelte Theorien zurückgegriffen werden.

Die Grundlage für die Beschreibung der inneren Verformung des Gletschereises bilden das Fließgesetz des Eises in der von NYE (1957) verallgemeinerten Form und die in der gleichen Arbeit behandelten Bewegungsformen des laminaren, aktiven und passiven Fließens.

Zur Erfassung des Einflusses der Talflanken auf die Bewegung des Gletschereises soll entsprechend den Arbeiten von NYE (1952, 1965) ein Formfaktor vorgesehen werden. In der Fließrichtung veränderliche Längskräfte sollen durch eine erweiterte Gleichgewichtsbedingung (COLLINS 1968, BUDD, 1968, NYE, 1969) berücksichtigt werden.

Im folgenden soll auf der Basis der genannten Arbeiten eine Ableitung der Gleichung für die mittlere Fließgeschwindigkeit unter Klarstellung der getroffenen Vereinfachungen gegeben werden.

Entsprechend der bisherigen Kenntnis über das Deformationsverhalten des Eises kann folgendes Fließgesetz als gültig angesehen werden:

$$\dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} = 0 \quad (7.1)$$

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \tau^n \quad (7.2)$$

$$\dot{\epsilon}_{ik} = A \cdot \tau^{n-1} \cdot \dot{\epsilon}_{ik} \quad (7.3)$$

Die Annahme eines ebenen Verformungszustandes in der x,y Ebene bedeutet:

$$\dot{\epsilon}_{xz} = \dot{\epsilon}_{yz} = \dot{\epsilon}_{zz} = 0$$

Wegen Gleichung (7.3) gilt auch:

$$\tau_{xz} = \tau_{yz} = \tau_{zz} = 0$$

Daraus folgt:

$$\tau_{xx} = -\tau_{yy} = \frac{1}{2} (\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \quad (7.4)$$

$$\tau^2 = \tau_{xx}^2 + \tau_{xy}^2 \quad (7.5)$$

$$\dot{\epsilon}_{xx} = -\dot{\epsilon}_{yy} \quad (7.6)$$

$$\dot{\epsilon}^2 = \dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{xy}^2 \quad (7.7)$$

Die Normalkomponente des Spannungsdeviators in X-Richtung

τ_{xx} beträgt entsprechend (7.3):

$$\tau_{xx} = \frac{\dot{\epsilon}_{xx}}{A \tau^{n-1}}$$

Mit Gleichung (7.5) folgt daraus:

$$\tau^{2n} = \tau^{2(n-1)} \tau_{xy}^2 + \tau_o^{2n} \quad (7.8)$$

$$\tau_o = \left(\frac{\dot{\epsilon}_{xx}}{A} \right)^{1/n} \quad (7.9)$$

Die weitere analytische Behandlung ermöglicht die Annahme, daß die Spannungen und Deformationsraten von x unabhängig sein sollen. Aus der Gleichgewichtsbedingung für die Spannungen und Massenkräfte in x -Richtung folgt:

$$\tau_{xy} = \left(1 - \frac{y}{H}\right) \tau_o \quad (7.10)$$

$$\tau_o = \rho g H \sin \alpha \quad (7.11)$$

Aus (7.6) folgt wegen $\frac{\partial \dot{\epsilon}_{xx}}{\partial x} = 0$:

$$\frac{\partial \dot{\epsilon}_{yy}}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial x \partial y} = 0$$

Demnach muß die Normalkomponente der Fließgeschwindigkeit folgendermaßen dargestellt werden können:

$$V(x,y) = A(x) + B(y)$$

Da wegen der Randbedingungen am Gletscherbett $V(x,y) \Big|_{y=0} = 0$ sein muß, ist $A(x) = \text{const.}$

Daraus folgt $\frac{\partial V}{\partial x} = 0$ und $\dot{\epsilon}_{xy} = \frac{1}{2} \frac{\partial U}{\partial y}$.

Mit Gl. (7.3) und (7.10) folgt daraus:

$$U(y) = 2A \int_0^y \tau^{n-1} \left(1 - \frac{y'}{H}\right) \tau_b dy' \quad (7.12)$$

Die Gleitgeschwindigkeit am Gletscherbett wurde hierbei Null gesetzt. Mit Hilfe von Gl. (7.8) kann die Fließgeschwindigkeit auch als Integral über τ ausgedrückt werden.

$$U(\tau) = 2AH \tau_b^{n-1} \int_{\tau}^{\tau_m} \left[\left(\frac{\tau}{\tau_b}\right)^n + (n-1) \left(\frac{\tau_0}{\tau_b}\right)^n \left(\frac{\tau_0}{\tau}\right)^n \right] d\tau$$

Integration liefert

$$U(\tau) = \frac{2A}{n+1} H \tau_b^n \left[\left(\frac{\tau_m}{\tau_b}\right)^{n+1} - \left(\frac{\tau}{\tau_b}\right)^{n+1} + (n+1) \left(\frac{\tau_0}{\tau_b}\right)^{n+1} \left(\left(\frac{\tau_0}{\tau}\right)^{n-1} - \left(\frac{\tau_0}{\tau_m}\right)^{n-1} \right) \right] \quad (7.13)$$

Das Gleiten am Gletscherbett könnte in Gleichung (7.12) oder (7.13) durch einen zweiten, nur mit x veränderlichen Term berücksichtigt werden. Es muß allerdings angemerkt werden, daß wegen $\frac{\partial \dot{\epsilon}_{xx}}{\partial x} = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = 0$ nur eine lineare Abhängigkeit der Gleitgeschwindigkeit von x mit den bisherigen analytischen Lösungen exakt verträglich wäre. Im weiteren soll die Gleitgeschwindigkeit am Gletscherbett gleich Null gesetzt werden.

Das bisher betrachtete NYE'sche Modell eines Gletschers ermöglicht zwar eine exakte analytische Lösung, stellt jedoch eine sehr grobe Vereinfachung der natürlichen Gegebenheiten dar. Es sollen daher die bisherigen Lösungen durch entsprechende Korrekturterme verbessert werden.

Zunächst sollen die bisherigen exakten Lösungen auch als Näherungen für $\alpha \neq \beta$ und $\frac{\partial \dot{\epsilon}_{xx}}{\partial x} \neq 0$ angesehen werden.

Voraussetzung ist, daß die Neigungen klein und die Änderung der longitudinalen Deformationsrate $\dot{\epsilon}_{xx}$ über eine Strecke, die der Eismächtigkeit entspricht, ebenfalls klein sind. Unter dieser Voraussetzung kann $\sin \alpha \approx \alpha$ gesetzt werden und auf ein horizontales Koordinatensystem übergegangen werden.

Bei der Annahme veränderlicher longitudinaler Deformationsraten und Eisdicken ist die bisherige Berechnung der Schubspannung am Gletscherbett mit Gleichung (7.11) unzureichend und durch die Einführung eines den longitudinalen Kraftgradienten berücksichtigenden Gliedes zu ergänzen.

$$\tau_b = \left[\rho g H \alpha + 2 \frac{\partial}{\partial x} (H \cdot \bar{\tau}_{xx}) \right] \quad (7.14)$$

Bei veränderlichen Gletscherbreiten kann Gleichung (7.14) wie folgt geschrieben werden:

$$\tau_b = \left[\rho g S \alpha + 2 \frac{\partial}{\partial x} (S \cdot \bar{\tau}_{xx}) \right] / W \quad (7.15)$$

Die Erfassung des Einflusses der Talflanken kann durch Multiplikation von τ_b mit einem Formfaktor F erfolgen. Eine einfache Möglichkeit, diesen Formfaktor zu berechnen, liefert der Übergang von der Eismächtigkeit auf den hydraulischen Radius R. Der Formfaktor beträgt dann:

$$F = W/P$$

Die Länge P ist der benetzte Umfang.

In dieser Arbeit soll der Formfaktor jedoch $F = 1$ gesetzt werden.

Die weiteren Berechnungen zur Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit gehen über die zu Beginn dieses Abschnittes zitierten Arbeiten hinaus. Der Exponent im Fließgesetz soll mit $n = 3$ festgesetzt werden.

Im Falle $n = 3$ bildet Gleichung (7.8) eine kubische Gleichung für τ^2 , die mit der kardanischen Formel nach y aufgelöst werden kann. Die Mittelung von $U(\tau)$ über die Eismächtigkeit erfolgt numerisch. Die für die Bestimmung der mittleren Längsspannung $\bar{\tau}_{xx}$ notwendige Mittelung von $1/\tau^2$ über y kann in analoger Weise erfolgen.

Für $0 \leq \frac{|\bar{\tau}|}{\tau_b} \leq 1,4$ weichen die folgenden Näherungsformeln um $< 10 \%$ von den numerischen Ergebnissen ab.

$$\bar{c}_{xx} \approx c_0 \frac{\sqrt{3} \cdot |c_0|}{c_b + |c_0|} \quad (7.16)$$

$$U(x) \approx \frac{2A}{5} (c_b^3 + |c_0|^3) S/W \quad (7.17)$$

8. Die Programme "GLESTA" UND "GLEDYN"

Für die Erstellung eines gletschermechanischen Modells stand ein in Basic programmierbarer Hewlett-Packard HP85 Tischrechner zur Verfügung. Als Sample-Intervall entlang der X-Koordinate wurde $X_0 = 100$ m gewählt. Die Länge des Gletschers liegt zur Zeit bei $L = 51 \cdot X_0$. In den Arrays wurde vorerst eine Länge bis $X = 60 \cdot X_0$ vorgesehen. Der oberste Sample-Wert ($X = 0$) wurde bei der Oberflächenhöhe $Z(0) = 3300$ m genommen. Diese Höhe entspricht dem Beginn des Gletscherbeckens unterhalb der Großvenediger-Nordwand. Um den Eisfluß über die Venediger-Scharte zu berücksichtigen, wurde $Q(0) = 200000 \text{ m}^3/\text{a}$ gewählt.

Zur numerischen Behandlung wurden folgende, im Abschnitt 7 definierten kontinuierlichen Variablen durch Sample-Werte ersetzt:

$$\begin{array}{ll} \alpha(x) \rightarrow A(I) & \tilde{c}_0(x) \rightarrow TO(I) \\ \dot{\tilde{c}}_{xx}(x) \rightarrow EO(I) & \tilde{c}_b(x) \rightarrow T1(I) \\ U(x) \rightarrow U(I) & b_n(x) \rightarrow B(I) \end{array}$$

Die Konstante A im Fließgesetz wurde durch $A_0 = (\rho g)^3 A$ ersetzt. Die Berechnung der Oberflächenneigung erfolgt nach den Gleichungen:

$$A(0) = \arctg (Z(0) - Z(1)) / X_0$$

$$A(I) = k \cdot \arctg (Z(I-1) - Z(I)) / X_0 + (1-k) \arctg (Z(I) - Z(I+1)) / X_0$$

$$A(60) = \arctg (Z(59) - Z(60)) / X_0$$

Ableitungen $\frac{\partial}{\partial x}$ wurden in ähnlicher Weise gebildet (hier am Beispiel von $EO(I) = \frac{\partial}{\partial x} U(I)$):

$$EO(0) = (U(1) - U(0)) / X_0$$

$$EO(I) = k(U(I) - U(I-1)) / X_0 + (1-k)(U(I+1) - U(I)) / X_0$$

$$EO(O) = (U(1) - U(O)) / XO$$

$$EO(I) = k(U(I) - U(I-1)) / XO + (1-k)(U(I+1) - U(I)) / XO$$

Durch die Wahl $k = 0,4$ anstelle von $k = 0,5$ können numerische Instabilitäten der Wellenlänge $2 \cdot XO$ unterdrückt werden.

Die Berechnung von $U(I)$ erfolgte entsprechend den Gleichungen aus Abschnitt 7 nach folgendem Schema:

1. Abschätzung von $U(I)$ unter Vernachlässigung des longitudinalen Spannungsdeviators

$$TO(I)_1 = 0$$

$$T1(I)_1 = A(I) \cdot S(I) / W(I)$$

$$U(I)_1 = \frac{2 \cdot AO}{5} \cdot T1(I)_1^3 \cdot S(I) / W(I)$$

2. Berechnung der longitudinalen Verformungsrate

$$EO(I)_n = \frac{\partial}{\partial x} U(I)_{n-1}$$

3. Berechnung einer n-ten Näherung des longitudinalen Spannungsdeviators aus

$$TO(I)_n = TO(I)_{n-1} + 1 \cdot \left(\left(\frac{EO(I)}{AO} \right)^{1/3} - TO(I)_{n-1} \right)$$

Der Faktor 1 ist $1 < 1$ zu wählen.

4. Berechnung einer n-ten Näherung der Scherspannung am Gletscherbett

$$T1(I)_n = \left(A(I) \cdot S(I) + 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(S(I) \cdot TO(I)_n \frac{\sqrt{3} \cdot |TO(I)_n|}{T1(I)_{n-1} + TO(I)_n} \right) \right) / W(I)$$

5. Berechnung einer n-ten Näherung der mittleren Fließgeschwindigkeit $U(I)$ aus:

$$U(I)_n = \frac{2 \cdot AO}{5} \cdot (T1(I)_n^3 + TO(I)_n^3) \cdot S(I) / W(I)$$

6. Wiederholungen der Schnitte 2 - 4 zur Verbesserung der Näherung von $TO(I)$. Bei einer Wahl $l = 0.05$ und einem 20-fachen Durchlaufen der Schleife ist beim vorliegenden Modell eine gute Konvergenz festzustellen.

Es wurden zwei Programme geschrieben, die unterschiedliche Aufgaben erfüllen sollen:

Mit dem Programm "GLESTA" sollen unter Vorgabe der Oberflächenhöhen $Z(I)$, der Gletscherbreiten $W(I)$ und der Parameter, die den Verlauf der spezifischen Nettomassenbilanz mit der Höhe charakterisieren, die Gletscherquerschnitte $S(I)$ und mittleren Fließgeschwindigkeiten $U(I)$ für stationäre Verhältnisse errechnet werden.

Das Programm "GLEDYN" baut auf "GLESTA" auf, benützt als vorgegebene Parameter die mit "GLESTA" berechneten Querschnitte $S(I)$ und berechnet bei frei wählbarer Variation der Gleichgewichtshöhe GO die daraus resultierenden Veränderungen der Gletscherquerschnitte, Höhen, Breiten und Geschwindigkeiten. Mit diesem Programm ist es möglich, das instationäre Verhalten des Gletschers zu simulieren.

Da bei "GLESTA" stationäres Verhalten vorausgesetzt wird, kann der Eisfluß über die alleinige Kenntnis der Massenbilanz nach der folgenden Gleichung berechnet werden:

$$Q(0) = Q_0$$

$$Q(I) = Q(I-1) + \left(\frac{W(I-1) \cdot B(I-1)}{2} + \frac{W(I) \cdot B(I)}{2} \right) \cdot X_0$$

Die gesuchten Größen sind bei "GLESTA" in erster Linie die Gletscherquerschnitte $S(I)$. Bei Kenntnis von $U(I)$ können diese Größen aus der obigen Gleichung für $Q(I)$ und der Definition von $Q(I) = S(I) \cdot U(I)$ bestimmt werden. Eine erste Näherung von $S(I)$ kann wieder unter Vernachlässigung des longitudinalen Spannungsdeviators nach folgender Gleichung gewonnen werden:

$$S(I)_1 = \left(\frac{5}{2 \cdot A_0} \cdot Q(I) \cdot W(I)^4 / A(I)^3 \right)^{1/5}$$

Eine n-te Näherung für S(I) lautet:

$$S(I)_n = S(I)_{n-1} + m \cdot (Q(I)/U(I)_n - S(I)_{n-1})$$

Im vorliegenden Fall wurde $m = 0,2$ gewählt. Nach etwa 10 Näherungen wurden gleichbleibende Querschnitte S(I) erreicht.

Beim Programm "GLEDYN" muß die Kontinuitätsgleichung auch die Zeitabhängigkeit berücksichtigen.

$$M(I) \cdot XO = B(I) \cdot W(I) \cdot XO/2 + B(I+1) \cdot XO/2 + Q(I) - Q(I+1)$$

$M(I) \cdot XO$... jährliche Volumenänderung im Intervall (I, I+1)

$Q(I) = S(I) \cdot U(I)$... jährlicher Eisfluß durch den Querschnitt S(I)

M(I) ist somit die mittlere Querschnittsänderung im Intervall (I, I+1). Die Querschnittsänderungen an den Sample-Punkten S1(I) können daraus folgendermaßen bestimmt werden:

$$S1(0) = M(0)/2$$

$$S1(1) = M(0)/2 + M(1)/2$$

$$S1(I) = M(I-1)/2 + M(I)/2$$

Eine Veranschaulichung dieser Gleichungen zeigt Abb.2.

Da der Eisfluß wieder durch $Q(I) = S(I) \cdot U(I)$ gegeben ist und U(I) entsprechend den zuvor beschriebenen Schritten 1 - 5 berechnet werden kann, sind die Querschnittsänderungen aus der obigen Kontinuitätsgleichung zu berechnen.

Zur Erzielung numerischer Stabilität war es notwendig, das Zeitintervall, für welches die Querschnittsänderungen berechnet wurden, auf 1/20 Jahr zu reduzieren. Die mit den Querschnittsänderungen verbundenen Breitenänderungen des Gletschers wurden durch einen linearen Zusammenhang zwischen Gletscherbreite und Querschnittsfläche näherungsweise erfaßt.

10. Vergleich des Modells mit den Feldbeobachtungen

Da für die ersten Modellrechnungen der Formfaktor bei der Berechnung der Scherspannungen am Gletscherbett $F(x) = 1$, die Gleitgeschwindigkeit $U_1(x) = 0$ und der Exponent im Fließgesetz $n = 3$ gesetzt wurden, verblieb zur Anpassung an Feldbeobachtungen nur die Konstante im Fließgesetz. Ihr Wert wurde mit $A_0 = 0.0002 \text{ m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$ festgelegt und liegt somit im Bereich bisheriger Feldbeobachtungen (PATERSON, 1981; S 37).

Wie im Abschnitt 7 dargelegt wurde, befand sich die Zunge des Untersulzbachkeeses seit 1970 nur mehr in einem sehr langsamen Rückzug, der ab 1976/77 durch einen deutlichen Vorstoß abgelöst wurde. Die Annahme eines stationären Verhaltens des Gletschers zum Datum der Orthophotokarte 1974 erscheint daher in erster Näherung gerechtfertigt.

Aus diesem Grund wurden auf der Basis dieser Karte und mit der, einer ausgeglichenen Massenbilanz entsprechenden Gleichgewichtshöhe $GO = 2693 \text{ m}$ über das Programm "GLESTA" die Querschnitte $S(I)$ berechnet. Diese Querschnitte wurden in "GLEDYN" eingegeben und eine Modellrechnung ab dem Jahr 1970 durchgeführt. Die Höhe der Gleichgewichtslinie wurde für 1970 - 74 mit $GO = 2693 \text{ m}$ und ab 1975 mit dem in Abschnitt 4 ermittelten Wert von $GO = 2620 \text{ m}$ bestimmt. Die Ergebnisse dieser Modellrechnungen zeigen die Abb. 3, 4 und 5. Um örtliche Zufälligkeiten auszuschalten, wurden in der Darstellung alle Werte ($S(I)$, $U(I)$, $Z(I)$) durch dreifachübergreifendes Mittel geglättet. Bei Vergleichen mit dem Modell wurden die Felddaten ebenfalls in dieser Weise geglättet.

Eine Gegenüberstellung der seismisch gemessenen Querschnitte und der Modellquerschnitte $S(I)$ zeigt Abb. 6. Die Messungen im Firngebiet wurden 1974 ausgeführt, jene auf der Zunge 1979. Beim Vergleich wurden die entsprechenden Modellprofile ausgewählt. Das direkt aus den Eis-

dickenmessungen im Firngebiet und der Konstruktion der Untergrundkarte (1976) ermittelte Eisvolumen beträgt $329 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ gegenüber $289 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, wenn das Eisvolumen aus dem Gletschermodell berechnet wird.

Als Felddaten für die mittleren Oberflächengeschwindigkeiten wurden die Mittelwerte für den Beobachtungszeitraum 1975 - 1981 den Mittelwerten der Fließgeschwindigkeiten des Modells für den gleichen Zeitraum gegenübergestellt (Abb.7).

Es zeigt sich, daß sowohl die Modellquerschnitte als auch die Modellgeschwindigkeiten systematisch leicht unter den Beobachtungsergebnissen liegen. Da eine durch eine andere Wahl von AO bedingte Erhöhung der Modellquerschnitte zu einer weiteren Verringerung der Modellgeschwindigkeiten führen würde, ist das vorliegende Ergebnis als Kompromiß zwischen seismischer Tiefenmessung und glaziologischer bzw. geodätischer Massenbilanzbestimmung anzusehen.

Der deutlich über dem Modell liegende seismisch bestimmte Querschnitt bei $X = 1,8 \text{ km}$ könnte auf eine überschossene Felsschicht zurückzuführen sein (siehe entsprechendes Profil in BRÜCKL et.al., 1980).

Von E. JIRESCH (1982) wurde bei der Analyse der jährlichen Höhenänderungen für den Zeitraum 1974 - 1981 eine Wellenbewegung mit einer Geschwindigkeit von 220 m/a identifiziert. Eine derartige Bewegung wäre als kinematische Welle zu interpretieren. Da sich kinematische Wellen nur in Bereichen longitudinaler Kompression ausbilden können, sind auf der Zunge des Untersulzbachkees keine durchlaufenden Wellen zu erwarten. Generell bewirken jedoch kinematische Wellen, daß sich der anfänglich über den Großteil des Gletschers verteilte Aufhöhungs-bereich immer mehr komprimiert und zum Zungenende hin verschiebt. Die Zeitdauer mit der dies geschieht, ist durch die Geschwindigkeit der kinematischen Wellen be-

stimmt. Bei den jährlichen Höhenänderungen des Modells (Abb.5) kann dieser Bereich der gleichmäßigen Aufhöhung relativ gut erkannt werden. Er ist gegen kleinere X-Koordinaten (Richtung Gletscherbeginn) und größere Zeiten (höhere Anzahl der Jahre) hin durch eine Linie begrenzt (in Abb.5 strichliert eingetragen), die einer Geschwindigkeit von 200 - 240 m/a entspricht.

In Abb. 8 sind die Höhenänderungen des Modells für die Jahre 1975 bis 2050 gegenüber dem Jahr 1974 dargestellt. Im Vergleich mit Feldmeßdaten sind die aus der Karte 1974 und den Pegelbeobachtungen 1981 ermittelten Höhenänderungen (E. JIRESCH, 1982) eingetragen. Die Modellrechnung ergibt auch für das Jahr 2050 eine noch kräftig vorstoßende Zunge. Die jährlichen Höhenänderungen bis zu $X = 5$ km sind jedoch schon nahezu abgeklungen. Wie Abb.8 zeigt, steht die annähernd stationäre Aufhöhung in diesem Bereich in guter Übereinstimmung mit der Höhendifferenz zwischen der Oberkante der rechten Ufermoräne des Gletscherstandes 1850 und der Eisoberfläche 1974.

Die Abb.9 zeigt die beobachteten Längenänderungen der Gletscherzunge und die aus den Modellrechnungen folgenden Vorstoßbeträge.

10. Schlußbemerkung

Wie die Gegenüberstellungen der Beobachtungsbefunde und Modellrechnungen in den Abb.5 bis 10 zeigen, erweist sich das vorgestellte gletschermechanische Modell als brauchbares Instrument, Querschnittsflächen, Fließgeschwindigkeiten, Höhen- und Längenänderungen in ihrem zeitlichen Ablauf zu simulieren. Die Größen, die das Modell in seinem Verhalten bestimmen, sind die Morphologie, die Massenbilanz und die Konstanten im Fließgesetz des Eises.

Eine Diskussion augenscheinlicher Einzelabweichungen, wie der systematisch zu geringen Modellgeschwindigkeiten

am Zungenende, erscheint zum gegenwärtigen Stand der Modellrechnung noch nicht sinnvoll. Als nächster Schritt in der Weiterentwicklung des Modells sollte der im Programm vorgesehene Formfaktor zur Erfassung des Randeinflusses und das Gleiten am Gletscherbett in Ansatz gebracht werden. Ein stichhaltiger Test der im Modell angewandten gletschermechanischen Theorien wäre vor allem dann zu erwarten, wenn die Modellrechnungen auf größere, gletscherkundlich dokumentierte Zeiträume und andere Gletscher ausgedehnt würden.

Gegenüber bisherigen Modellen (siehe Diskussion in PATERSON, 1981, S. 267-274) behandelt dieses Modell die longitudinal wirkenden Kräfte in einer dem Stand der Theorie entsprechenden Weise. Es benötigt keine Glättungen oder sonstige das Ergebnis beeinflussende Maßnahmen, um numerisch stabil zu bleiben.

Literatur

- ARIC', K. (unpubliziert): Reflexionsseismische Messungen am Untersulzbachkees im Sommer des Jahres 1979
- BRÜCKL, E. (1970): Eine Methode zur Volumenbestimmung von Gletschern auf Grund der Plastizitätstheorie. Archiv. f. Meteorologie, Geophysik und Bioklima, Ser.A, 19; S.317-328
- BRÜCKL, E., GANGL, G., SEIBERL, W. und GNAM, Ch. (1980): Seismische Eisdickenmessungen auf dem Ober- und Untersulzbachkees in den Sommern der Jahre 1973 und 1974. Arbeiten aus der ZA.f. M.u.G., Heft 45, Nr.248; S.1-23
- BUDD, W.F. (1968): The longitudinal velocity profile of large ice masses. International Association of Hydrological Sciences, 79; S.58-75
- BUDD, W.F. and JENSSEN, D. (1975): Numerical modelling of glacier systems. International Association of Hydrological Sciences, 104; S.257-291
- COLLINS, I.F. (1968): On the use of the equilibrium equations and flow law in relating the surface and bed topography of glaciers and ice-sheets. Journal of Glaciology, 7; S.199-204
- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 6; S.37-90
- KUHN, M., KASER, G., MARKL, G., WAGNER, H.P. u. SCHNEIDER, H. (1979): 25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner. Institut f. Meteorologie u. Geophysik d. Universität Innsbruck; S.80
- MANSBERGER, R. (1982): Die Darstellung der Ergebnisse glaziologischer Untersuchungen am Untersulzbachkees in der Zeit von 1969 bis 1981 auf einer thematischen Orthophotokarte. Diplomarbeit am Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien
- MESSNER, G. (1977): Durchführung geodätischer und kartometrischer Messungen am Untersulzbachkees (Großvenediger) zur Gewinnung glaziologischer Parameter. Unveröff. Diplomarbeit am Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien; 1977
- NIEDERMAYR, W. (1975): Schaffung der geodätischen und topographischen Unterlagen für die Herstellung einer Orthophotogletscherkarte. Unveröff. Diplomarbeit am Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik der TU Wien; 1975

- NYE, J.F.(1951): The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. Proceedings of the Royal Society London, Ser.A., 207; S.554-572
- NYE, J.F.(1952): A comparison between the theoretical and the measured long profile of the Unteraar Glacier. Journal of Glaciology, 2; S.103-107
- NYE, J.F.(1957): The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets Proceedings of the Royal Society London, Ser.A, 239; S.113-133
- NYE, J.F.(1963): The response of a glacier to changes in the rate of nourishment and wastage. Proceedings of the Royal Society London, Ser.A, 275; S.87-112
- NYE, J.F.(1965): The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. Journal of Glaciology, 5; S.661-690
- NYE, J.F.(1969): The effect of longitudinal stress on the shear stress at the base of an ice-sheets. Journal of Glaciology, 8; S.207-213
- PATERSON, W.S.B.(1981): The physics of glaciers. Pergamon Press, Oxford; S.380
- PATZELT, G.(1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9; S.5-57
- PILLEWIZER, W.(1976): Luftbildkarte Großvenediger 1:10 000. Beilage zu Geowiss.Mitt. der Studienrichtung Vermessungswesen der TU Wien, Heft 12 (1977)
- RAYMOND, C.F.(1971): Flow in a transverse section of Athabasca Glacier, Alberta, Canada. Journal of Glaciology, 10; S.55-84

Abbildungen

- Abb.1: Korrelation zur Interpolation der Eisdicke.
H ... Eismächtigkeit
 α ... Oberflächenneigung
- Abb.2: Veranschaulichung der Kontinuitätsgleichung.
XO ... Sample Intervall
X ... X-Koordinaten
S ... Querschnittsflächen
S1 ... Querschnittsänderung
M.XO ... Volumenänderung im Sample-Intervall
W ... Gletscherbreite
Q ... Eisfluß
B ... spezifische Nettomassenbilanz
- Abb.3: Modellrechnung für das Untersulzbachkees
1970 - 2050: Querschnittsflächen
- Abb.4: Modellrechnung für das Untersulzbachkees
1970 - 2050: mittlere Fließgeschwindigkeiten
- Abb.5: Modellrechnung für das Untersulzbachkees
1970 - 2050: Höhenänderungen
- Abb.6: Gegenüberstellung der Querschnittsflächen aus
Seismik und Modellrechnung
- Abb.7: Gegenüberstellung der mittleren Fließgeschwin-
digkeiten aus Pegelbeobachtungen und Modellrech-
nung
- Abb.8: Gegenüberstellung der Höhenänderungen aus Pe-
gelbeobachtungen, Karten, 1850-er Moräne und
Modellrechnung
- Abb.9: Gegenüberstellung der Längenänderungen der
Gletscherzunge aus Zungenendenbeobachtungen
des ÖAV und Modellrechnung.

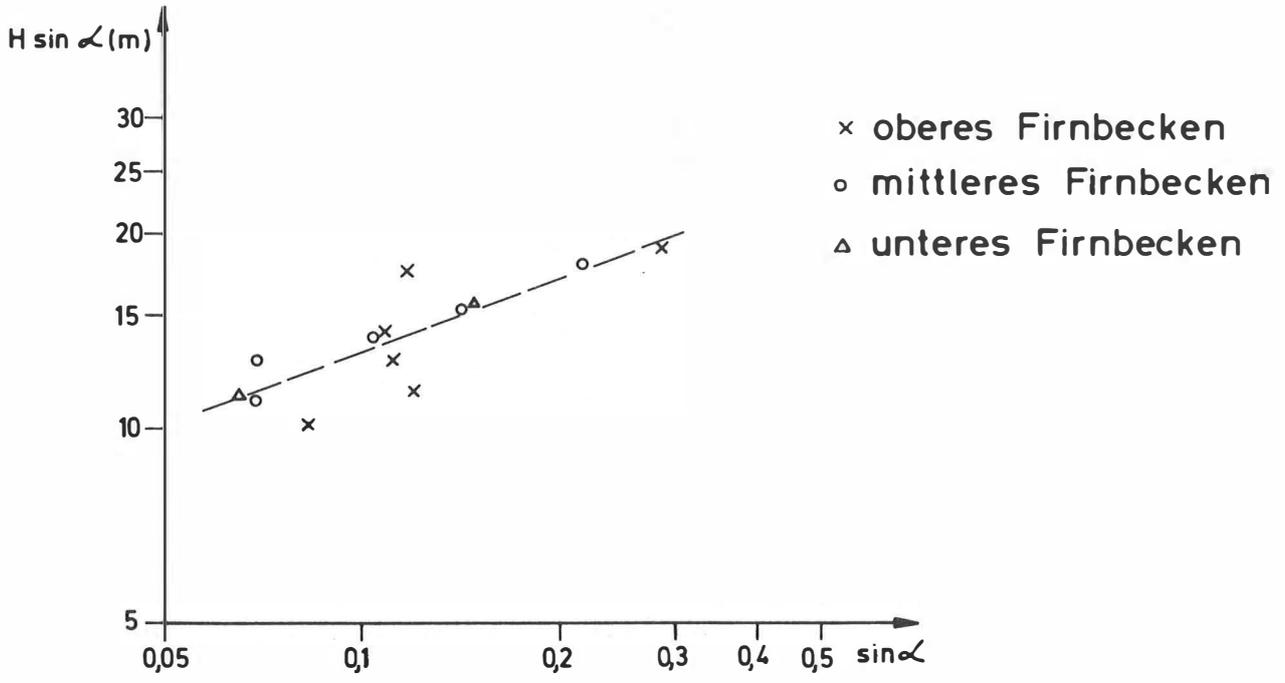


Abb. 1

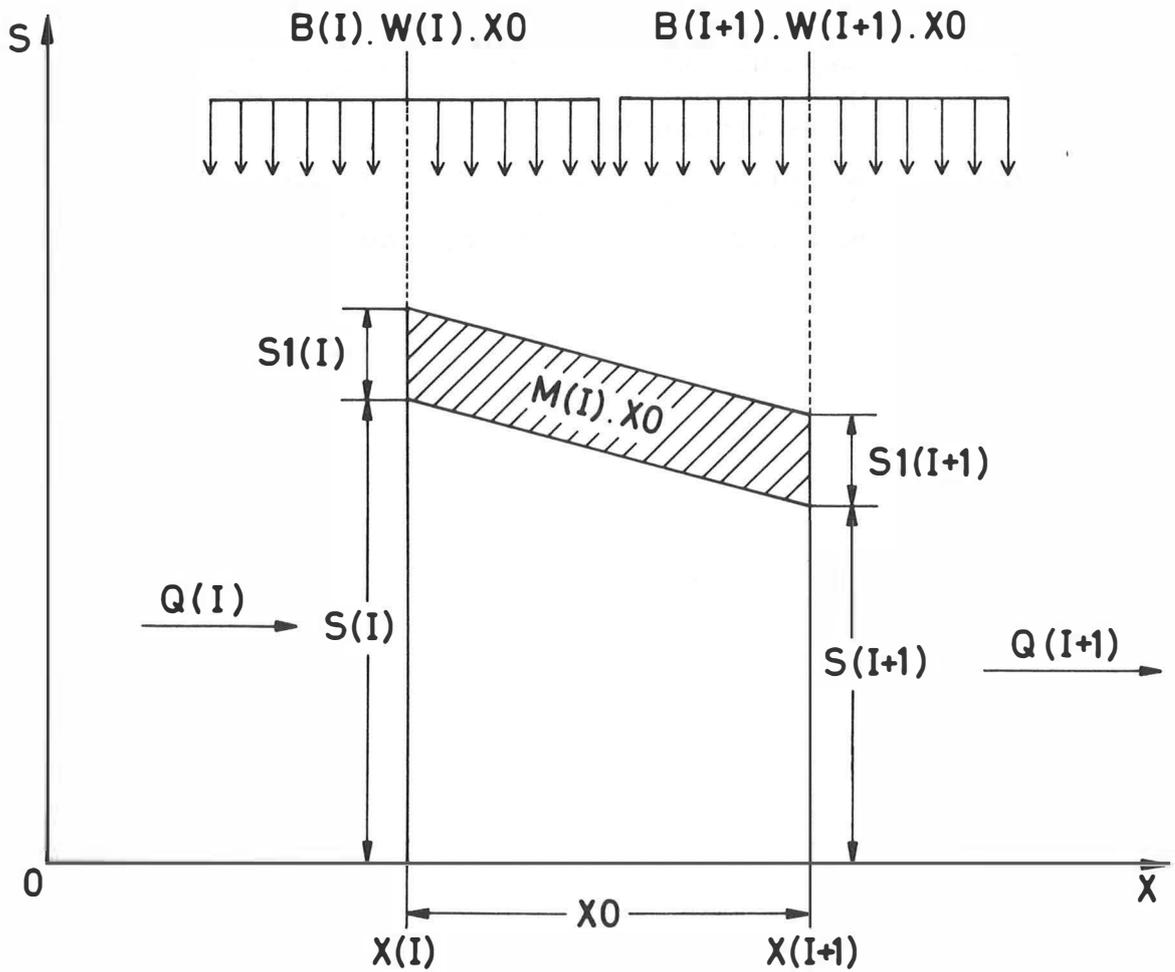


Abb. 2

UNTERSULZBACHKEES - QUERSCHNITTSFLAECHE

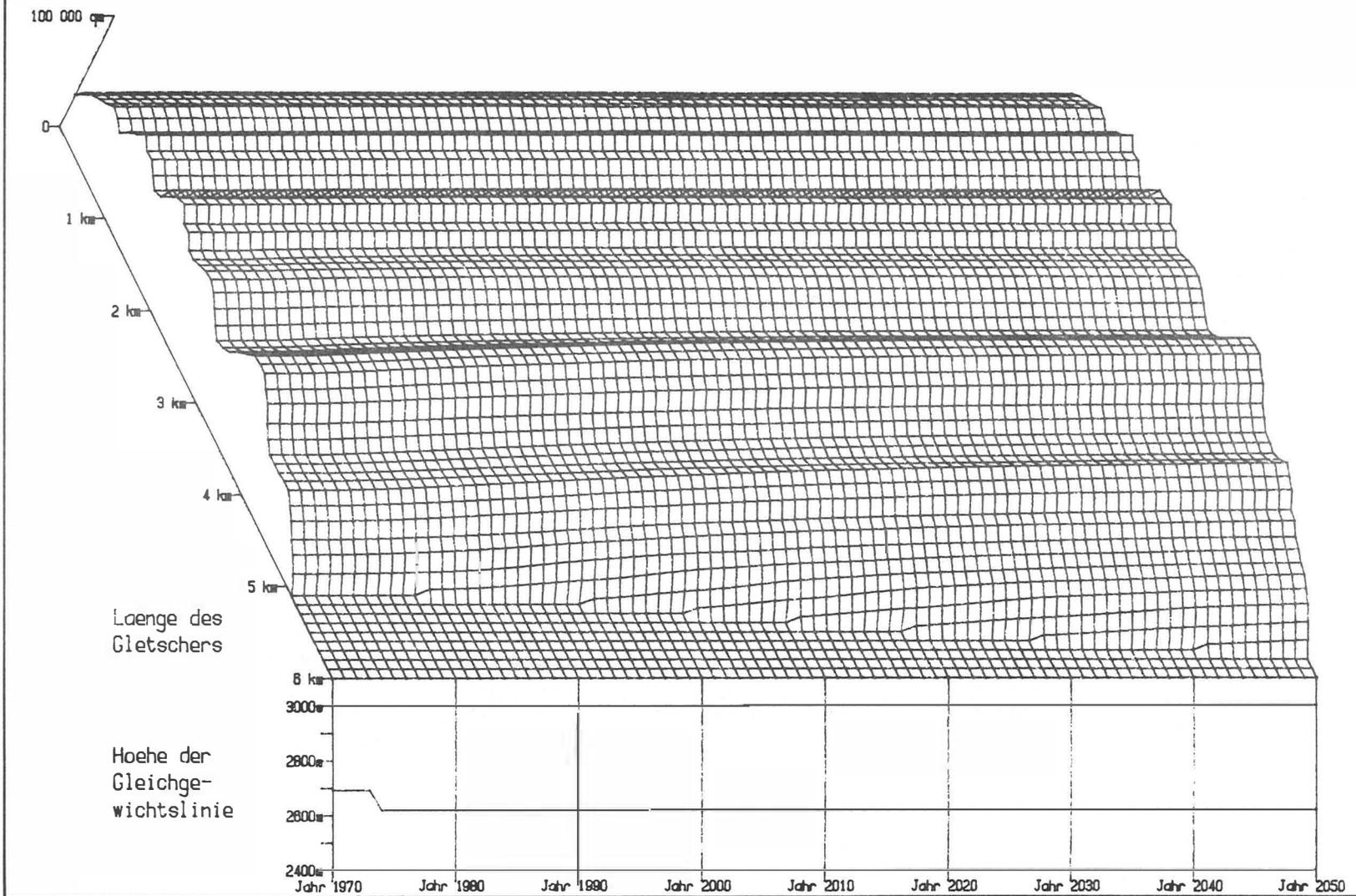


Abb. 3

UNTERSULZBACHKEES GESCHWINDIGKEITEN

100 m/

i k

2 k

3

4

5

Laenge des
Gletschers

Hoehe der
Gleichge-
wichtslinie



Jahr 1870 Jahr 980 Jahr 1990 Jahr



Abb. 4

UNTERSULZBACHKEES - HOEHENAENDERUNGEN

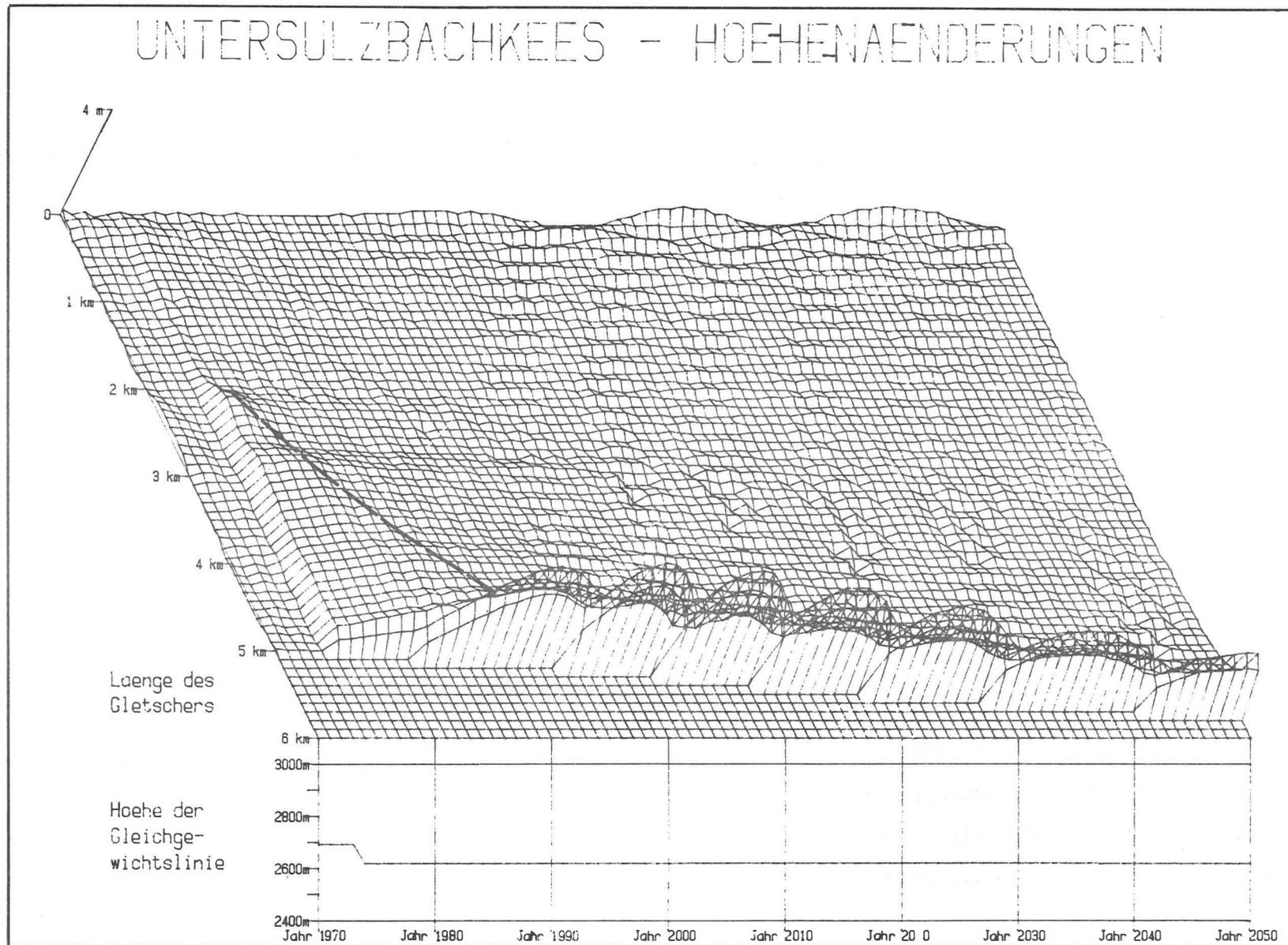


Abb. 5

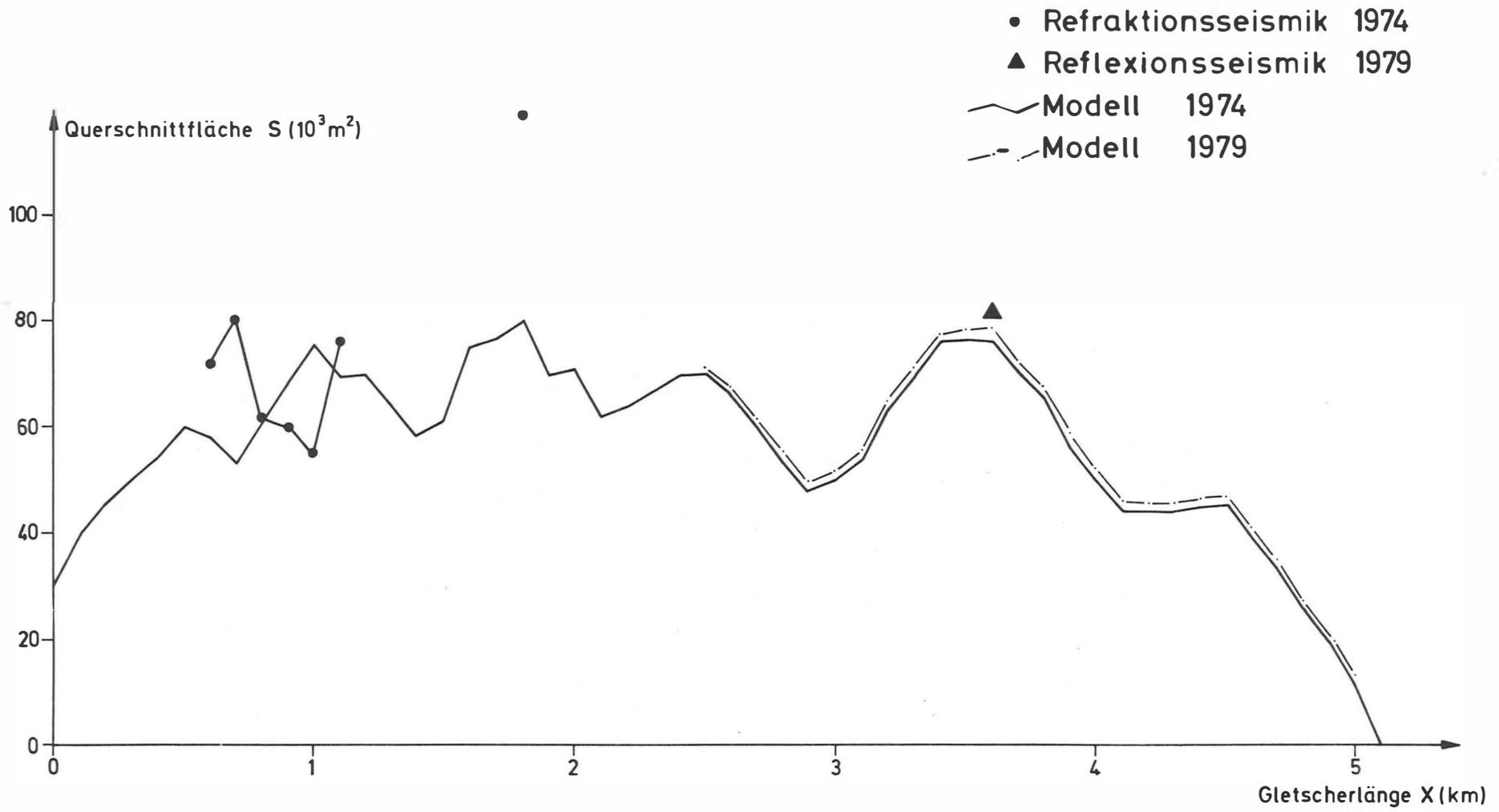


Abb. 6

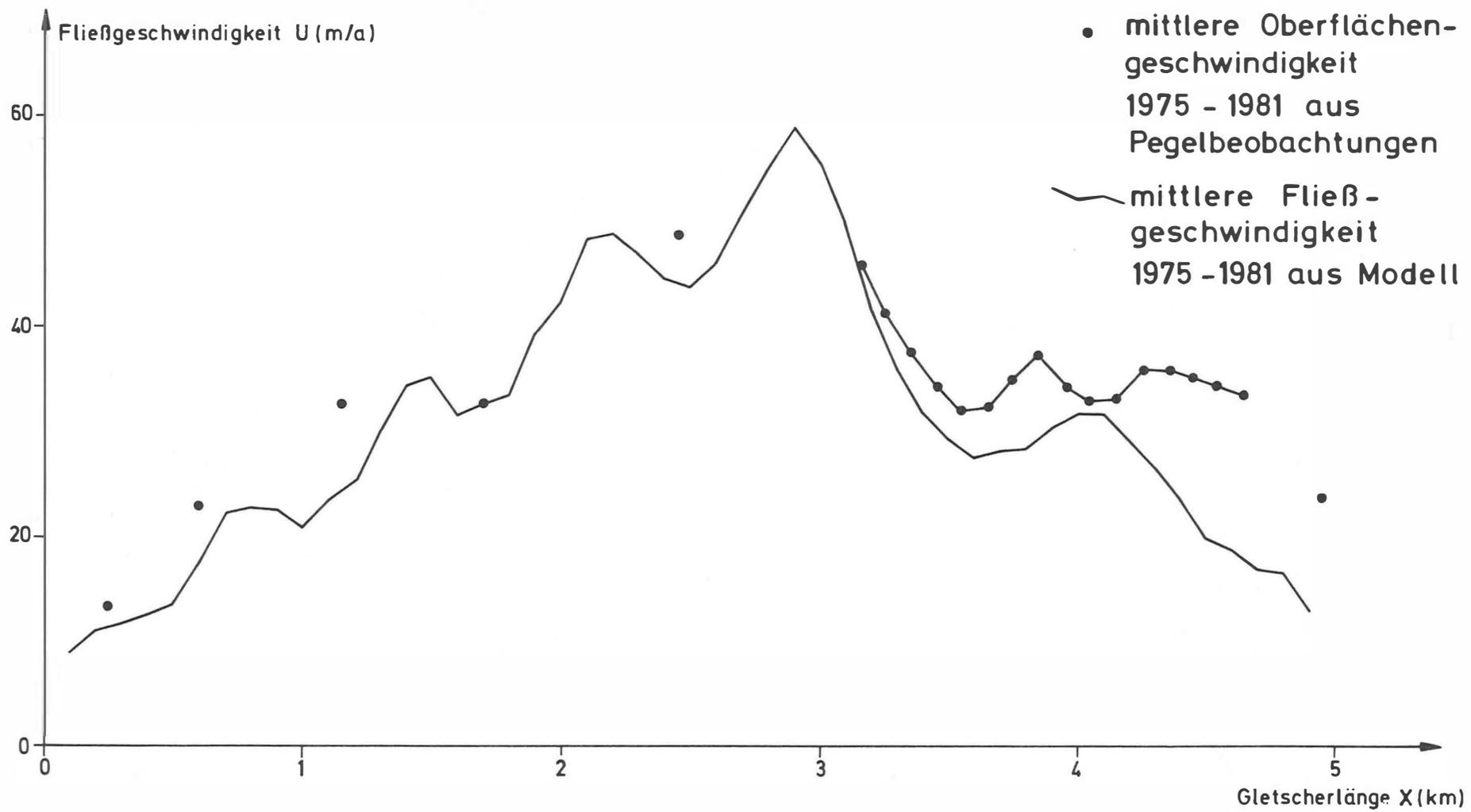


Abb. 7

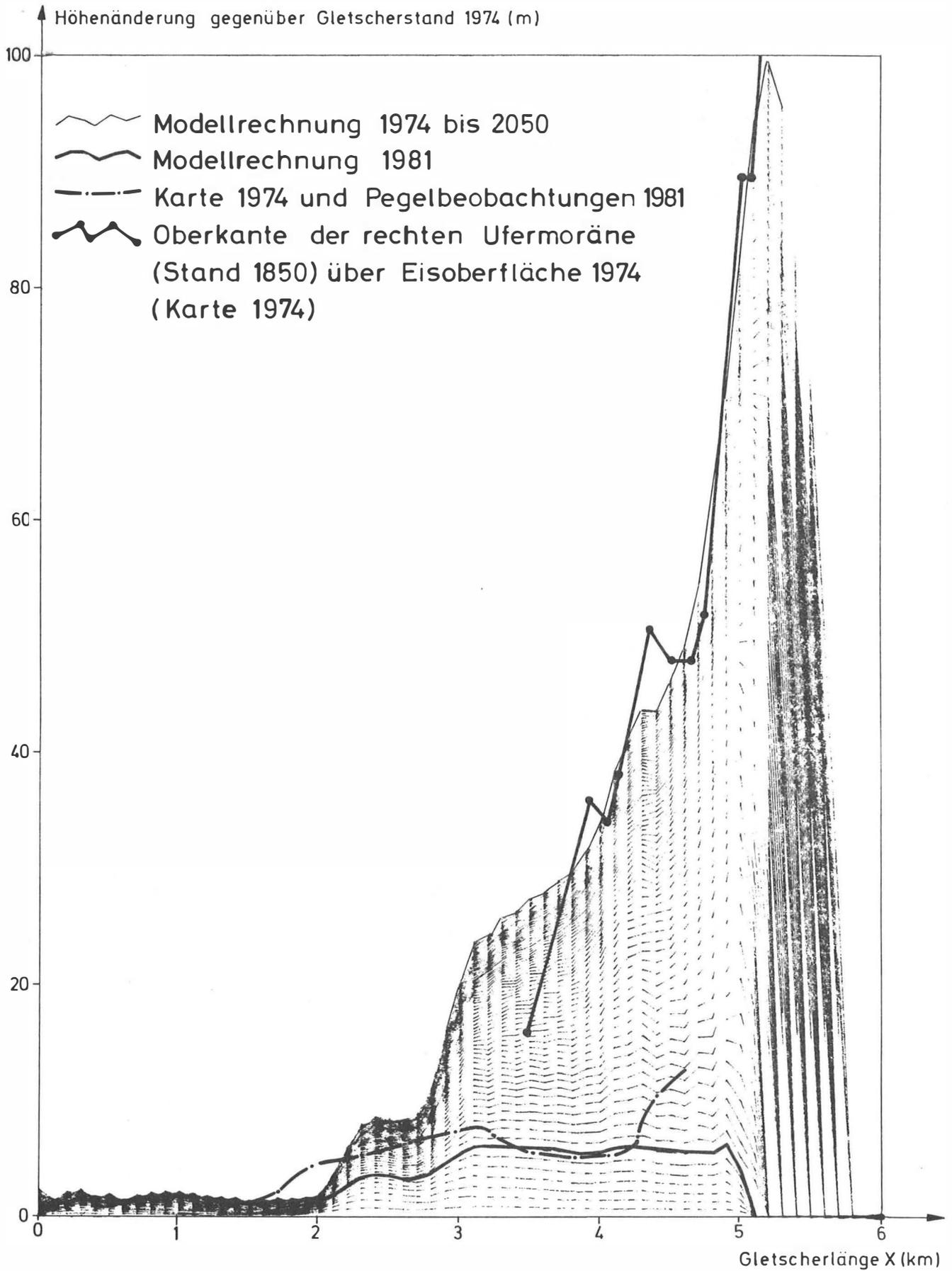


Abb. 8

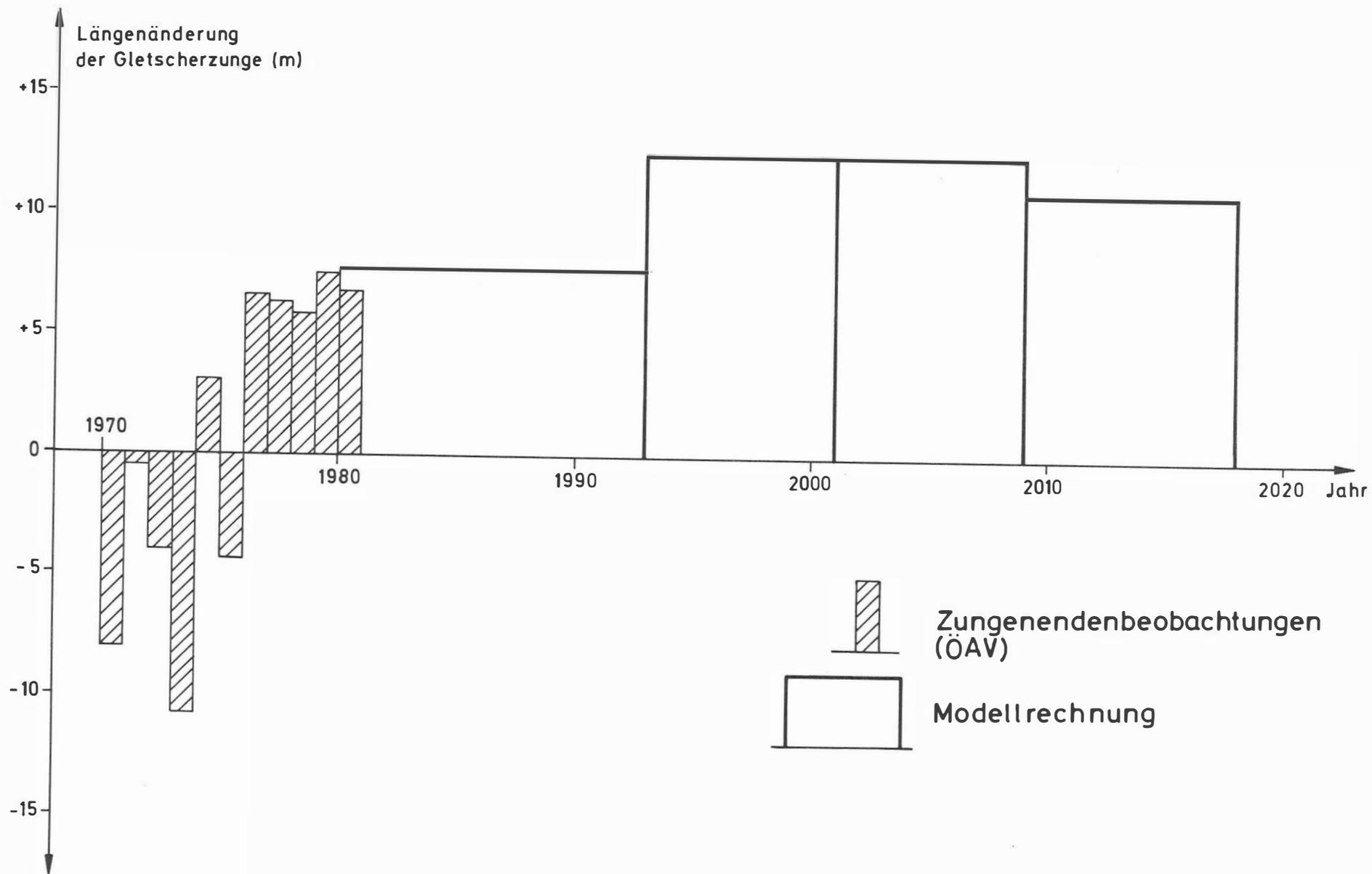


Abb. 9

Bisher erschienen:

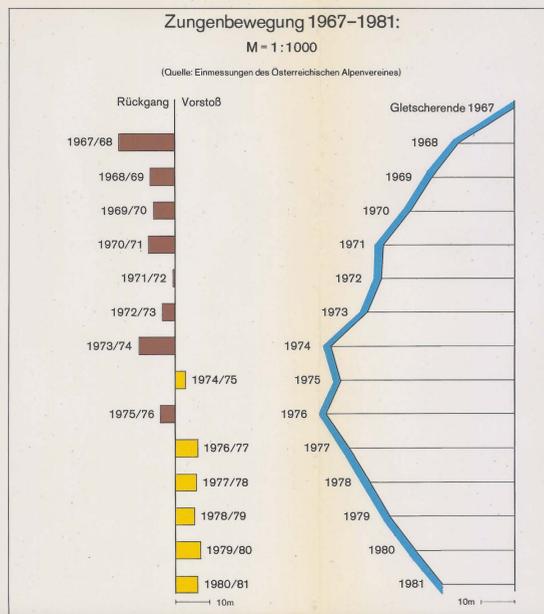
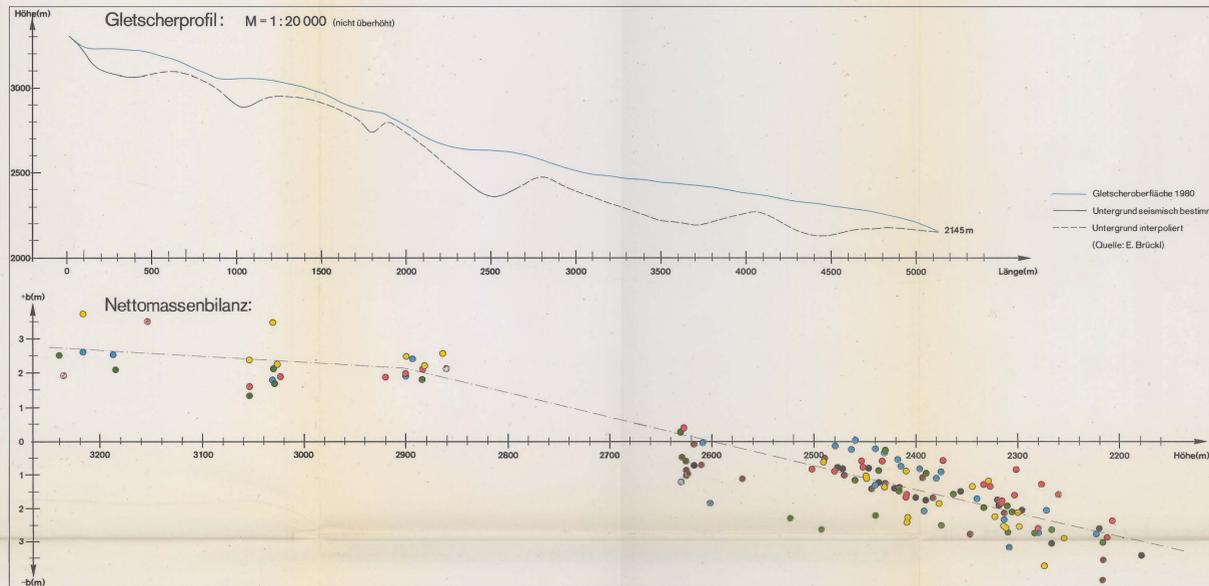
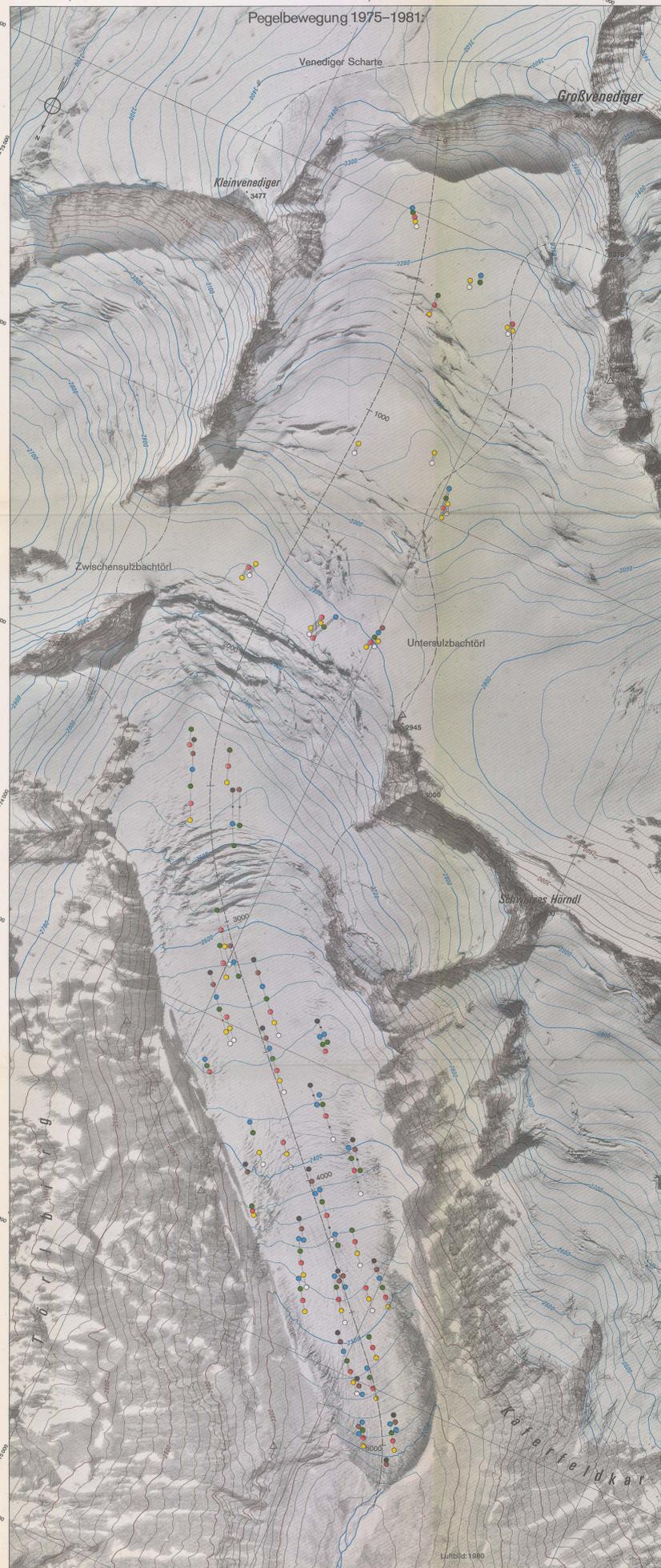
- Heft 1 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1970 - 1973, Dezember 1973.
- Heft 2 EGGER-PERDICH-PLACH-WAGENSOMMERER, Taschenrechner HP 45 und HP 65, Programme und Anwendung im Vermessungswesen, 1. Auflage, März 1974, Special Edition in English, Juli 1974, 2. verbesserte Auflage, November 1974.
- Heft 3 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1973 - 1974, September 1974.
- Heft 4 EGGER-PALFINGER-PERDICH-PLACH-WAGENSOMMERER, Tektronix-Tischrechner TEK 31, Programmbibliothek für den Einsatz im Vermessungswesen, November 1974.
- Heft 5 K. LEDERSTEGGER, Die horizontale Isostasie und das isostatische Geoid, Februar 1975.
- Heft 6 F. REICHHART, Katalog von FK4 Horrebow-Paaren für Breiten von $+ 30^{\circ}$ bis $+ 60^{\circ}$, Oktober 1975.
- Heft 7 Arbeiten aus dem Institut für Höhere Geodäsie, Wien, Dezember 1975.
- Heft 8 Veröffentlichungen des Instituts für Photogrammetrie zum XIII. Internationalen Kongreß für Photogrammetrie in Helsinki 1976, Wien, Juli 1976.
- Heft 9 Veröffentlichung des Instituts für Kartographie und Reproduktionstechnik, W. PILLEWIZER, Felsdarstellung aus Orthophotos, Wien, Juni 1976.
- Heft 10 PERDICH-PLACH-WAGENSOMMERER, Der Einsatz des programmierbaren Taschenrechners Texas Instruments SR-52 mit Drucker PC-100 in der ingenieurgeodätischen Rechentechnik, Wien, Mai 1976.
- Heft 11 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1974 - 1976, November 1976.
- Heft 12 Kartographische Vorträge der Geodätischen Informationstage 1976, Wien, Mai 1977.
- Heft 13 Veröffentlichung des Instituts für Photogrammetrie anlässlich des 80. Geburtstages von Prof. Dr.h.c. K. Neumaier, Wien, Januar 1978.

- Heft 14 L. MOLNAR, Self Checking Analytical Relative Orientation and Strip Formation, Wien, Dezember 1978.
- Heft 15 Veröffentlichung des Instituts für Landesvermessung anlässlich des 80. Geburtstages von Prof. Dr. Alois Bavir, Wien, Januar 1979.
- Heft 16 Kolloquium der Assistenten der Studienrichtung Vermessungswesen 1976 - 1979, Wien, November 1979.
- Heft 17 E. VOZIKIS, Die photographische Differentialumbildung gekrümmter Flächen mit Beispielen aus der Architekturbildmessung, Wien, Dezember 1979.
- Heft 18 Veröffentlichung des Instituts für Allgemeine Geodäsie anlässlich des 75. Geburtstages von Prof.Dipl.Ing.Dr.F.Hauer, Die Höhe des Großglockners, Wien 1981.
- Heft 19 Veröffentlichung des Instituts für Photogrammetrie, H.KAGER, Bündeltriangulation mit indirekt beobachteten Kreiszentren, Wien, April 1981.
- Heft 20 Kartographische Vorträge der Geodätischen Informationstage 1980, Wien, Mai 1982.
- Heft 21 Veröffentlichung des Instituts für Kartographie anlässlich des 70. Geburtstages von Prof. Dr. Wolfgang Pillewizer: Glaziologie und Kartographie, Wien, Dezember 1982.
- Heft 22 K. TEMPFLI, Genauigkeitsschätzung digitaler Höhenmodelle mittels Spektralanalyse, Wien, Mai 1982.

UNTERSULZBACHKEES 1980

AUSGABEA

Thematische Orthophotokarte Maßstab 1:10 000



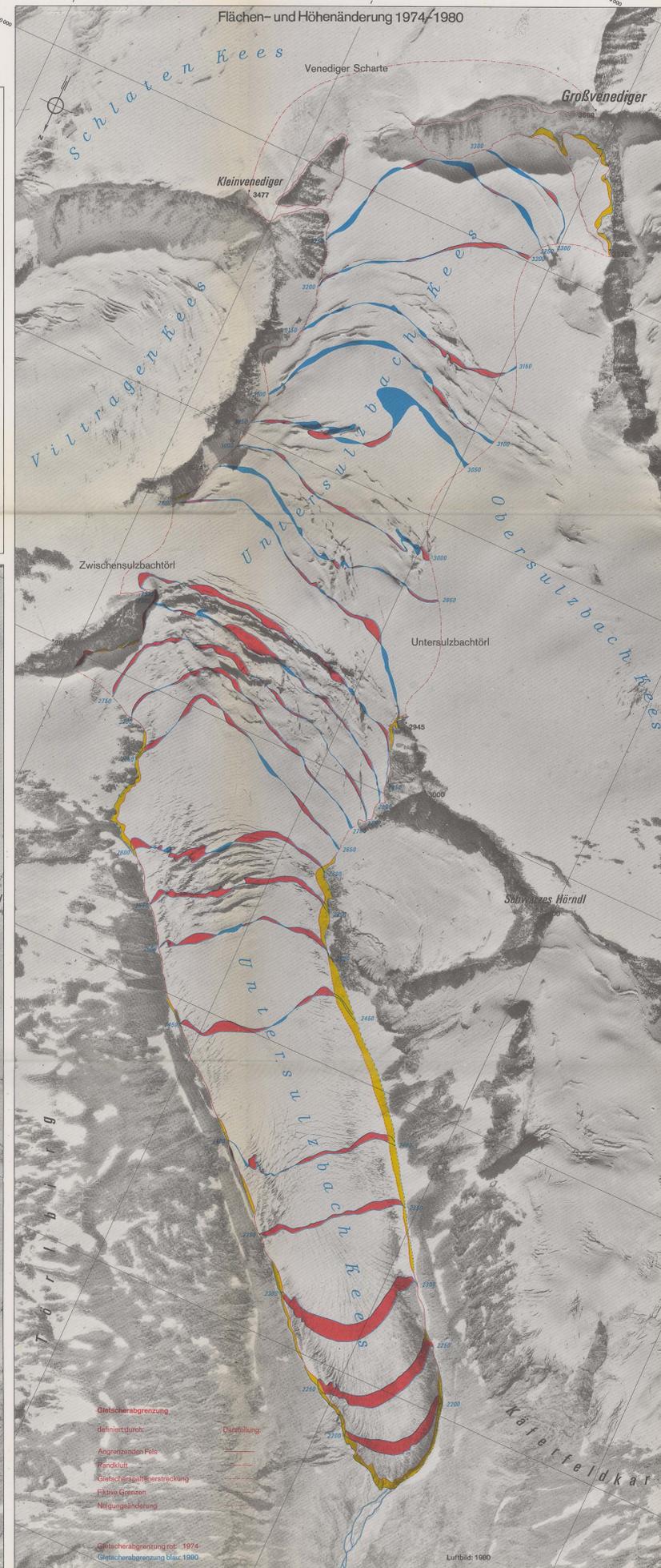
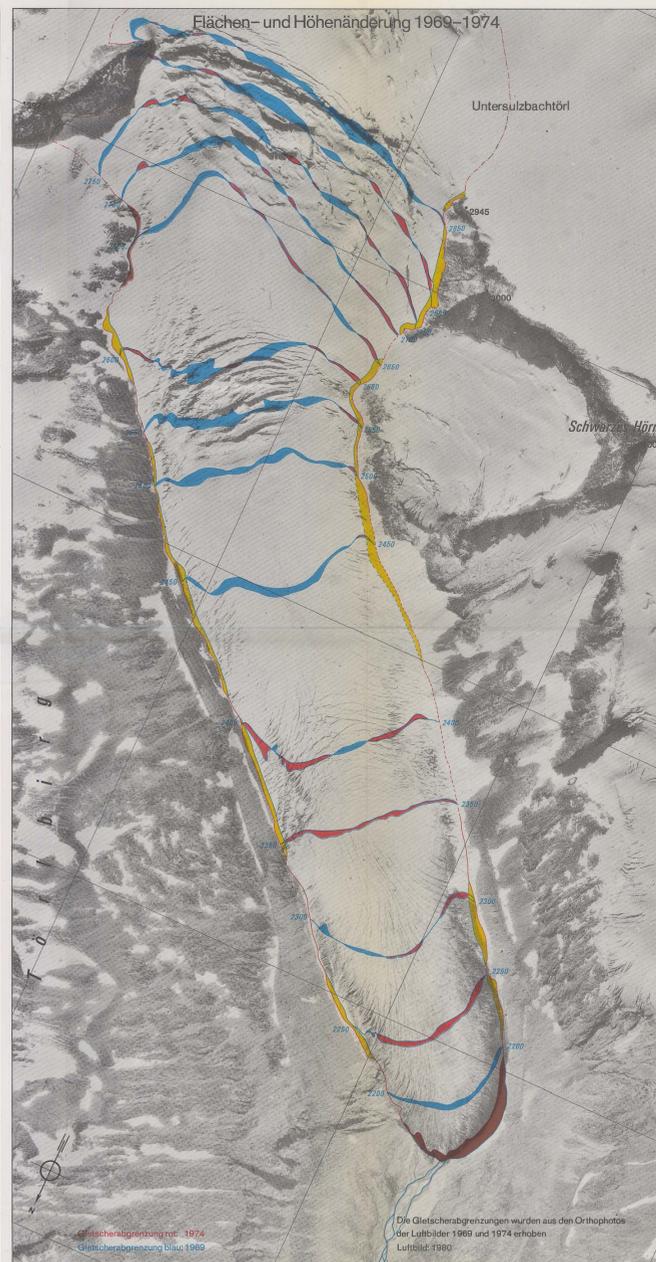
Legende:

Pegelorte	Ablation/Akkumulation	Höhenzunahme	Horizontale Fließvektorkomponente im Akkumulationsgebiet (Zeitraum: 1 Jahr)
1975	● 1975/76	■ Höhenzunahme	○ Horizontale Fließvektorkomponente im Ablationsgebiet (Zeitraum: 1 Jahr)
1976	● 1976/77	■ Höhenabnahme	○ Horizontale Fließvektorkomponente im Ablationsgebiet (Zeitraum: 2 Jahre)
1977	● 1977/78	■ Flächenzunahme	△ Netz- oder Standpunkte
1978	● 1978/79	■ Flächenabnahme	--- Mittellinie Untersulzbachkees
1979	○ 1979/80	--- Trennlinie Untersulzbachkees gegen andere Gletscher	
1980	○ 1980/81		
1981	○		

Herausgegeben 1982 von W. PILLEWIZER
 Hergestellt am Institut für Kartographie und Reprotechnik der TU Wien (Diplomarbeit: R. Mansberger, Betreuer: E. Jirsch)
 Luftbildaufnahme: September 1980 durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien
 Orthophotostellung: Institut für Photogrammetrie der TU Wien am Wild Avioplan CR1
 Geodätische Grundlagengemessung, Reproduktion und Druck: Institut für Kartographie und Reprotechnik der TU Wien
 Höhenlinienauswertung 1980 und kartographische Bearbeitung: R. Mansberger

Die Höhenlinien für 1969 und 1974 stammen aus den Luftbildkarten Untersulzbachkees (1969) und Großvenediger (1974).
 (Hergestellt am Institut für Kartographie und Reprotechnik, TU Wien).
 Die Gletscherhöhenlinien 1969 und 1974 wurden einzeln nach dem festen Gelände (Auswertung 1980) eingepaßt.
 Äquidistanz der Höhenlinien 20m
 Gauß-Krüger-Koordinatensystem M31
 Auf Gletschern und Firnflächen blaue Höhenlinien
 Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien, ZL 62 185/82

Die Karte wurde nach Süden orientiert, um einen richtigen schattenplastischen Eindruck zu gewährleisten



LUFTBILDKARTE GROSSVENEDIGER

Maßstab 1:10.000

Herausgegeben mit Unterstützung des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung von W. Pillewizer

Luftbildaufnahme September 1974 durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien

Orthophotoherstellung am Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt/M.

Höhenlinienauswertung: Institut für Photogrammetrie, Techn. Universität Wien

Geodätische Grundlagenmessung, kartographische Bearbeitung, Reproduktion und Druck: Institut für Kartographie und Reproduktionstechnik, Techn. Universität Wien, 1976

Felddarstellung: R. Hölbling

Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien: G.Z.L. 60.809/76



Äquidistanz der Höhenlinien auf Ober- und Untersulzbachkees 10 m, sonst 20 m
Auf Gletschern und Firnflächen blaue Höhenlinien

- Alpenvereinsweg
- Fußsteig
- Gletscherrouten 1974
- Lastenaufzug
- Hubschrauberlandeplatz

Die Karte wurde nach Süden orientiert, um einen richtigen schattenplastischen Eindruck zu gewährleisten.

Berichtigung zur Karte »Untersulzbachkees 1980«:

»Zwischensulzbachtörl« und »Untersulzbachtörl« sind zu vertauschen!