

**Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Inse
Südshetlandinseln/Antarktika**

**Deutsche physiogeographische Forschungen
in der Antarktis**

Bericht über die Kampagne 1983/84

**Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang-Albert Flügel,
Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick**

**Berichte zur Polarforschung Nr. 24/November 1985
Reports on Polar Research No. 24/November 1985**

VORWORT

Polarforschung in Deutschland wurde auch bisher von Geographen, besonders von Physiogeographen, mitgetragen. Erinnerung sei an ERICH VON DRYGALSKI (1865-1949), den Leiter der "Gauß-Expedition", der ersten deutschen wissenschaftlichen Expedition in die Antarktis (1901-1903). Nach 1945 ist die deutsche physiogeographische Polarforschung vor allem mit dem Namen des Geomorphologen JULIUS BÜDEL (1903-1983) verknüpft durch die "Stauferland-Expeditionen" nach Spitzbergen (1959-1967).

Als ab 1978 die deutsche Antarktisforschung durch den Beitritt der Bundesrepublik Deutschland zum Antarktisvertrag erheblich intensiviert wurde, haben Physiogeographen, die bisher vor allem in der Arktis gearbeitet hatten (vgl. BARSCH & KING 1981, STÄBLEIN 1977), an dieser Entwicklung mitgearbeitet.

Nach einer Vorbereitungsreise von BARSCH und STÄBLEIN 1981/82, die durch das Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven und die Akademie der Wissenschaften zu Göttingen finanziert wurde, konnte im Südsommer 1983/84 auf der chilenischen Station TENIENTE MARSH auf der König-Georg-Insel der Süd-Shetlands mit Feldarbeiten in größerem Umfang begonnen werden.

Zu Dank verpflichtet sind wir vielen Personen und Institutionen, insbesondere der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bonn), sowie dem Instituto Antartico Chileno (Santiago). Ohne die finanzielle Unterstützung der DFG (Bonn) im Rahmen des Schwerpunktprogramms Antarktisforschung hätten wir nicht beginnen, ohne die großzügige logistische Unterstützung des INACH (Santiago) hätten wir nicht arbeiten können. Dank gebührt auch den Herausgebern der "Berichte zur Polarforschung", die unseren Bericht in dieser Reihe publiziert haben.

Berlin / Heidelberg / Karlsruhe, Sommer 1984

Die Expeditionsteilnehmer

PROF. DR. DIETRICH BARSCH, DR. WOLFGANG-ALBERT FLÜGEL, DR. ROLAND MAUSBACHER	Geographisches Institut der Universität Im Neuenheimer Feld 348 D-6900 Heidelberg 1.
PROF. DR. WOLF-DIETER BLÜMEL	Geographisches Institut der Universität Kaiserstr.12 D-7500 Karlsruhe 1.
PROF. DR. GERHARD STÄBLEIN	Geomorphologisches Laboratorium der Freien Universität Altensteinstr.19 D-1000 Berlin 33.
DR. WOLFGANG ZICK	Geodätisches Institut der Universität Englerstr.7 D-7500 Karlsruhe 1.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Kurzfassung	6
Abstract	8
1 Problemstellung.....	10
2 Verlauf der Expedition.....	11
3 Arbeitsgebiet - Lage, Topographie, Geologie und Klima.....	13
4 Vermessungen.....	20
5 Witterung während des Aufenthalts.....	24
6 Klimagenetische und glazialisostatische Reliefentwicklung...	26
7 Mesoreliefenformen - Hänge, Täler und Küsten.....	29
8 Permafrost.....	31
9 Kryogene Prozesse und Frostmusterformen.....	34
10 Hydrologie - Abfluß und Bodenwasserhaushalt.....	37
11 Hydrochemische Untersuchungen und Stofftransport.....	44
12 Chemisch-physikalische Verwitterung, Böden und Bodentemperaturen	47
13 Messungen zum Hangabtrag	57
14 Geomorphologische Kartierung	58
15 Literatur.....	60
16 Datenanhang	64

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1:	Lage des Untersuchungsgebietes in der Antarktis.	11
Abb. 2:	Karte der König-Georg-Insel/Südshetland.	12
Abb. 3:	Karte der Fildeshalbinsel.	14
Abb. 4:	Klimadiagramm der chilenischen Station Teniente Marsh.	16
Abb. 5:	Diagramm der Anzahl der Frosttage.	17
Abb. 6:	Diagramme zum Klima der Station Bellingshausen.	18
Abb. 7:	Karte der Vermessungspunkte auf der Fildeshalbinsel...	21
Abb. 8:	Lage der Vermessungspunkte und Bewegungsvektoren (25.1.-10.2.84) auf blockgletscherartigen Formen nördlich Atco.	22
Abb. 9:	Lageänderungen auf den Solifluktuationsprofilen I und II am Meßhang im Windbachtal zwischen dem 21.1. und 11.2.1984.	23
Abb.10:	Plastikvermessungsmarke mit kegelförmiger Zielmarkierung.	23
Abb.11:	Temperaturgang und Witterungserscheinungen der chilenischen Klimastation während des Aufenthalts. Temperaturschwankungen in der bodennahen Luftschicht in der Nähe des Flugfeldes in 45 m Höhe während des Aufenthalts.	25
Abb.12:	Diagramm der Schneeablation im Windbachtal.	26
Abb.13:	Profile und Diagramm der Strandterrassen und der marinen Grenzen.	27
Abb.14:	Permafrostmeßprofil im Windbachtal.	32
Abb.15:	Auftautiefenprofil nordwestlich der Zentralberge.	33
Abb.16:	Permafrostprofil am Tiefensee.	34
Abb.17:	Geomorphologie des Windbachtals.	39
Abb.18:	Korngrößendiagramme aus dem Windbachtal.	40
Abb.19:	Diagramme der hydrometeorologischen Parameter im Windbachtal.	41
Abb.20:	Meßstreifen aus dem Windbachtal.	42
Abb.21:	Diagramm des Abflußoutputs des Windbacheinzugsgebietes.	43
Abb.22:	Kationenkonzentrationen des Windbaches und eines Schneefleckabflusses.	45

Abb.23:	Kationenkonzentrationen des Bodenwassers am Meßhang und des Windbaches.	46
Abb.24:	Diagramm zur Tonmineralanalyse verschiedener Bodenproben.	49
Abb.25:	Profil der antarktischen Braunerde.	51
Abb.26:	Profil in einer verwitterten Solifluktuionsdecke.	52
Abb.27:	Profil einer kryomorphen, antarktischen Braunerde auf Andesit.	53
Abb.28:	Tägliche Amplituden der Bodentemperaturen an verschiedenen Expositionen.	54
Abb.29:	Mitteltemperaturen im Boden (2-20 cm Tiefe).	55
Abb.30:	Tagesmittel der Bodentemperaturen nach Standorten verschiedener Bodentiefen.	55
Abb.31:	Boden- und Lufttemperaturen im Tagesgang.	56
Abb.32:	Korngrößenspektrum in den Einzugsgebieten der Abtragsmeßrinnen I (B 2) und II (B 10), sowie des abgetragenen Materials.	58

TABELLENVERZEICHNIS

Tab.1:	Lage und Höhenänderung der Profilpunkte 21.1-11.2.84.	64
Tab.2:	Klimawerte der Station Frei für Januar und Februar 1984.	65
Tab.3:	Auftautiefen im Meßtal 19.1./8.2.84.	66
Tab.4:	Temperaturmeßwerte der Bodennahenluftschicht (30 cm über dem Boden, nach Mini bzw. Maximumthermometer) und der Bodenoberfläche (nach Terminbeobachtungen) 45 m ü.M. in der Nähe der Flugplatzstation.	67
Tab.5:	Bodenphysikalische Kennwerte der Bodenprofile auf dem Meßhang.	68
Tab.6:	Niederschlag, potentieller Abfluß (Q), Schnee und Lufttemperaturen; Monatswerte der Station Bellingshausen 1983.	68
Tab.7:	Wasserbilanz des Einzugsgebietes des Windbachs vom 27.1. bis zum 11.2.1984.	69
Tab.8:	pH-Werte (H ₂ O; 0,1 n KCl) von Bodenproben der Fildeshalbinsel.	69
Tab.9:	Mittlere Luft- und Bodentemperaturen in der Nähe der Station Teniente Marsh 45 m ü.M.	70
Tab.10:	Boden- und Lufttemperaturen; in der Nähe der Station Teniente Rudolfo Marsh, Fildeshalbinsel/König-Georg-Insel 45 m ü.M; Substrat: Lehmiger Andesitzersatz. ...	70

KURZFASSUNG

Das physiogeographische Projekt als ein Beitrag zur deutschen Antarktischforschung im Rahmen des Schwerpunktprogramms der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) bezieht sich auf die periglazialen Prozesse der Frostdynamik und die geomorphologische Entwicklung, die die Mesoformung der Hänge und Täler, sowie die Küstenentwicklungen in nicht eisbedeckten Gebieten der König-Georg-Insel prägen. Dabei werden die Wechselwirkungen von Klima, Wasser, Permafrost und Relief als Geosystem in seiner allgemeinen, zonalen, periglazialen Ausprägung modellhaft und in der regionalen Differenzierung erfaßt.

Dazu wurden folgende Untersuchungen durchgeführt:

- vergleichende Erfassung und genetische Interpretation der auftretenden Reliefformen küstennaher, eisfreier Gebiete, insbesondere der Fildeshalbinsel und an der Admiralitätsbucht, durch geomorphologische Detailkartierung auf Luftbildgrundlage, einschließlich der Untersuchung der Lockersubstrate und geomorphoklimatischer Messungen an unterschiedlichen Reliefstandorten;
- instrumentierte Untersuchungen eines fluvialen, periglazialen Einzugsgebietes (Windbachtal) mit Abschätzung der hydrologischen Bilanz;
- Meßprofile und Bodentemperaturmeßreihen zur Entwicklung der Auftauschicht über Permafrost, sowie Untersuchungen zu den charakteristischen Frostmusterformen und zur Bodenbildung;
- Meßprofile von Talsystemen mit Erfassung des Permafrostes und der fluvialen Dynamik;
- Messungen von Hangbewegungen und Hangabtragung, insbesondere Bewegungsmessungen an Blockgletschern und Abschätzungen zur Frostschuttproduktion;
- vergleichende Erfassung der gehobenen Strandlinien und Untersuchungen zur rezenten Kryoabrasion.

Die Geländeuntersuchungen im Januar und Februar 1984 und die Auswertungen ergaben:

1. Die glaziale Formgebung durch die ehemalige Eisbedeckung, die in den pleistozänen Vereisungen vermutlich die Bransfieldstraße von der Antarktischen Halbinsel bis über die König-Georg-Insel hinaus einnahm, ist durch die rezente, periglaziale Geomorphodynamik nachhaltig überprägt. Moränen fehlen bis auf wenige Erratika und Scherflächenmoränen im Bereich rezenter Eisrandstauungen. Ein periglazialer Formenschatz ist voll entwickelt mit Frosthängen, Permafrostsohlentälern und

Muldentälern, Frostschuttdecken, Blockgletschern, Frostmusterformen.

2. Spuren von Glazialisostasie lassen sich deutlich bis 20 m, weit verbreitet bis 40 m (z.B. auf der Ardleyinsel), stellenweise sogar bis 275 m über dem Meeresniveau durch marine Gerölle nachweisen (Bartonhalbinsel).
3. Die Reliefoberflächen sind meist durch "Abluation" (Abspülung) sowie amorphe und geschichtete "Kryofluktion" (Solifluktion, Bodenfließen, Wanderschutt, Grèzes Litées) bestimmt. Bewegungsraten von mehr als 1 cm in drei Wochen wurden am Hang bzw. auf Blockgletschern gemessen.
4. Trotz der vergleichsweise gemäßigten Jahresmitteltemperatur von $-2,7^{\circ}\text{C}$ konnte kontinuierlicher Permafrost mit Auftautiefen von 20-150 cm nachgewiesen werden. Auch unter den Talsohlen und den winterlich gefrierenden Gerinnen, sowie unter flachen Seen, wurde Permafrost angetroffen.
5. Die Bodentemperaturen in 20 cm Tiefe schwankten zwischen $0,4$ und $7,3^{\circ}\text{C}$. Nach den Lufttemperaturmessungen ist mit ca. 120 Frostwechseltagen zu rechnen.
6. Die Dauer der Schneeschmelze ist auf den gesamten Zeitraum des antarktischen Sommers ausgedehnt. 52 % des Schneeschmelzabflusses erfolgte in der Untersuchungszeit. Dies ist die entscheidende Charakteristik des hydrologischen Systems.
7. Im $1,8 \text{ km}^2$ großen untersuchten Einzugsgebiet ergab sich ein mittlerer, täglicher Abfluß von 67 l/s bei Verdunstungswerten von $0,1 \text{ mm/Tag}$. Die hydrostrukturell relativ einheitlichen Hänge ergaben Infiltrationsgeschwindigkeiten von $80-370 \text{ cm/Tag}$. Es erfolgt keine nennenswerte Speicherung von Niederschlagswasser im Boden der Auftauschicht, sondern Niederschläge und Schmelzwasser werden rasch dem Vorfluter zugeführt.
8. Für den Wasserhaushalt der Seen überwiegt der Bodenwasserzufluß gegenüber dem direkten Schmelzwasserzufluß.
9. Das Untersuchungsgebiet hat ein ausgeprägtes ozeanisches, antarktisches Klima mit Temperaturen zwischen $-23,2$ und $+8,7^{\circ}\text{C}$, und die Jahresniederschläge schwanken von 300 bis fast 600 mm, davon der überwiegende Teil als Schnee (durchschnittlich 3 m Schnee). Schneeschmelze, Permafrost und Frostwechsel lassen einen eigenen Typ eines periglazialen Geosystems entstehen mit einer besonderen Geomorphodynamik und mit einem besonderen hydrologischen Haushalt, der von den bisher beschriebenen periglazialen Verhältnissen in der Antarktis, insbesondere aus den klimatisch kontinentalen Trockentälern, völlig verschieden ist.

ABSTRACT

The physiogeographic project is a contribution to the German Antarctic Research within the priority program of the German Research Foundation (DFG, Bonn). The project aims to periglacial processes of cryodynamics and geomorphic evolution, which causes the mesoscale forming of slopes, valleys and coasts in the not ice covered areas of King-George-Island. The intercorrelation of climate, water, permafrost and relief as a zonal periglacial geosystem has been studied in its regional as well as in its general context.

The following investigations were done:

- Comparative and genetic interpretation of the different relief forms in near coast, unglaciated areas, especially of the Fildes Peninsula and of the Admiralty Bay region with geomorphological detailed mapping on air photographs and with analysis of unconsolidated substrata and geomorphoclimatic measurements at several relief positions.
- Hydrological measurements in a fluvial, periglacial catchment (Windy Creek Valley) with estimation of the hydrologic balance.
- Profile measurements and soil temperature analysis development of the thawing layer above permafrost and investigations about the characteristic frost patterned ground and the antarctic soil formation.
- Profile analysis of valley systems with permafrost conditions and studies of the fluvial dynamics.
- Measurements of slope movements and slope denudation, especially movement measuring on rock glaciers and estimations of frost debris (talus) production.
- Comparative analysis of elevated shore lines and investigations of the actual cryoabrasion processes.

The field studies in January and February 1984 and the evaluation have the following results:

1. The pleistocene glaciation reached presumable from the antarctic peninsula across the Bransfieldstreet to King-George-Island. The glacial forms of that former icecover are heavily altered by the actual periglacial geomorphic processes. Moraines are generally missing apart from few erratics and actual ice margin moraines of shear planes. The periglacial forms are fully developed with frost slopes, permafrost-flatfloored valleys and saucer-shaped valleys, frost debris layers, rock-glaciers, frost patterned ground.

2. Traces of glacial-isostasy occur clearly up to 20 m wide spread up to the level of 40 m (e.g. on Ardley-Island), at special locations proved by marine pebbles up to 275 m above the sea level (Barton Peninsula).
3. The surfaces of the relief are commonly formed by "ablation" (slope wash) and by amorphous or layered "cryofluction" (solifluction, slope creep, debris flow, grèzes litées). Movements up till over 1 cm in three weeks were measured on slopes and rockglaciers.
4. In spite of a relatively moderate annual mean air temperature of -2.7°C continuous permafrost with 20-150 cm thawing depths was proved. Permafrost occurs also under the valley floors, under creeks, which freeze down to the ground in winter time, and under shallow lakes.
5. The temperatures of soil in a depth of 20 cm fluctuate from 0.4 to 7.3°C . According to the measurements of air temperature about 120 days with frost changing are counted.
6. The snow melting continues the whole antarctic summer period. 52 % of the snow melt run off occur in the time of field investigations. This continuous snow melting is the important characteristic of the hydrologic system.
7. For the investigated catchment of 1.8 km^2 a mean daily run off of 67 l/s and a mean daily evaporation of 0.1 mm/d are computed. On slopes which are relatively homogeneous in their hydrostructural properties infiltration velocities of 80-370 cm/d were measured.
8. For the water household of the lakes the contribution of draining soil water is more important than the direct melt water.
9. The area under investigation has an extreme oceanic and arctic climate with temperatures between -23.2 and $+8.7^{\circ}\text{C}$. The annual precipitation fluctuates from 300 up to near 600 mm, with on the average 3 m snow. Snow melting, permafrost and frost-thaw cycles determine a special type of a periglacial geosystem with a special geomorphodynamic and hydrology. Comparable periglacial systems have - up to now - not been described in Antarctica, especially not from the continental regions of the Dry Valleys.

1 PROBLEMSTELLUNG

In der Antarktis unter Einschluß der vorgelagerten Inseln (südlich von 60° südlicher Breite) sind nur etwa 5 - 7% des Festlandes nicht vergletschert. Größere Gebiete mit überwiegend periglazialen Geosystemen sind also relativ selten; sie sind rein flächenmäßig für die Geoökologie des Kontinentes von untergeordneter Bedeutung. Sie sind aber in mehrfacher Hinsicht wichtig:

- Erstens sind es die Gebiete, von denen aus die Logistik für die Erschließung und Erforschung des Kontinents ausgeht, sowohl im Bereich der Antarktischen Halbinsel wie im Gebiet des Victorialandes. Die Kenntnis ihrer gegenwärtigen Dynamik ist für diese Nutzung recht bedeutsam.
- Zweitens sind es die Gebiete, in denen noch am ehesten Aussagen über die jungquartäre Entwicklung des antarktischen Kontinents und seiner Eisbedeckung erarbeitet werden können und in denen der Ausgangspunkt für die Erforschung der submarinen quartären Sedimente gewählt werden muß.
- Drittens schließlich finden sich in diesen Gebieten periglaziale Geosysteme, wie wir sie sonst auf der Erde, d.h. in der Arktis, kaum finden. Das gilt z.B. hinsichtlich extremer Trockenheit bei sehr tiefen Jahresmitteltemperaturen etwa in den Dry Valleys oder hinsichtlich extremer Ozeanität etwa im Bereich der Süd-Shetlands. Diese Gebiete sind deshalb wissenschaftlich von grosser Bedeutung für die Vorstellungen von der Spannweite periglazialer Verhältnisse sowie für die Deutung des fossilen Periglazials in Mitteleuropa.

Da das extrem ozeanisch getönte Periglazial in der niederen Antarktis der Südshetlands bisher kaum und im Zusammenhang gar nicht untersucht worden ist und da zudem im Gegensatz zu den rezenten Verhältnissen in der Arktis sowie für die Deutung der pleistozänen westmitteleuropäischen Verhältnisse gerade dieses extrem ozeanische Periglazial von Interesse ist, lag es nahe, daß wir uns seinem Studium zugewendet haben.

Ziel unserer Untersuchungen ist also einmal die Aufhellung der jung-känozoischen geomorphologischen Entwicklung unseres Expeditionsgebietes und zum anderen die Erfassung seiner gegenwärtigen physiogeographischen Dynamik, z.B. hinsichtlich Verwitterung, Abtragung, Wasserhaushalt etc. Als Fernziel unserer Arbeiten denken wir an eine systematische Erfassung des physiogeographischen Naturhaushaltes in ausgewählten Testräumen des Expeditionsgebietes. Im vorliegenden Bericht können wir nur erste Messungen und erste Ergebnisse vorlegen, die in die von uns angestrebte Richtung weisen. - Die Veröffentlichung der ausführlichen Gesamtergebnisse ist in der Reihe "Heidelberger Geographische Arbeiten" vorgesehen.

2 VERLAUF DER EXPEDITION

Da die endgültige Bewilligung unserer Anträge durch die DFG erst relativ spät erfolgte, das schwere Expeditionsgepäck aber bereits im September 1983 in Bremerhaven zum Transport bereitstehen mußte, haben Wolfgang Flügel und Roland Mäusbacher inmitten der Ferienzeit das umfangreiche Expeditionsmaterial verpackt. Durch ein Versehen wurden die Kisten zudem nicht - wie abgesprochen - Ende Dezember 1983 sondern bereits Ende November 1983 in Punta Arenas von der FS "Polarstern" angelandet. Nur der Findigkeit des Vertreters des Instituto Antartico Chileno, der unsere Kisten mit viel Mühen noch aufgespürt hat, ist es zu verdanken, daß wir mit unserem Gepäck in der Station Teniente Marsh zusammentrafen.

Die Gruppe selbst flog am 10. Januar 1984 von Frankfurt nach Santiago. Nach Gesprächen mit dem chilenischen Antarktis-Institut konnten wir am 15.1. Santiago in Richtung Antarktis verlassen. Als Folge verschiedener Verzögerungen erreichten wir über Punta Arenas am 17.1.84 unser Bestimmungsziel, die chilenische Station Teniente Marsh auf der König-Georg-Insel (Abb.1, 2, 3).

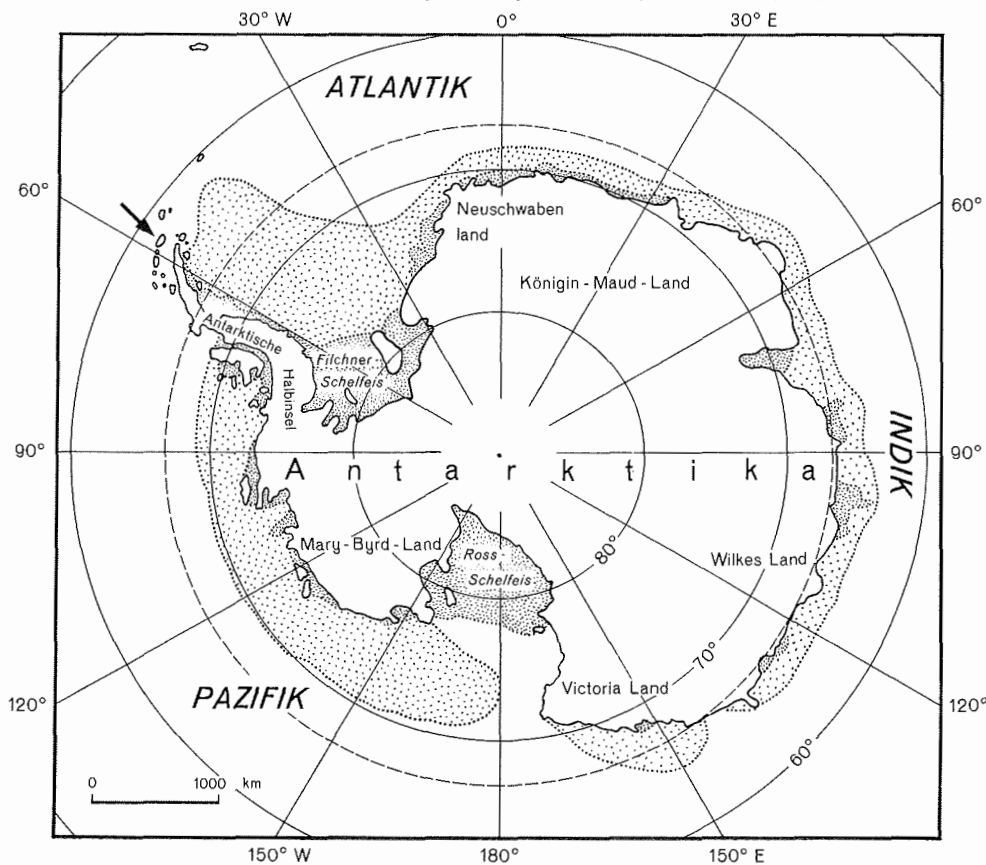


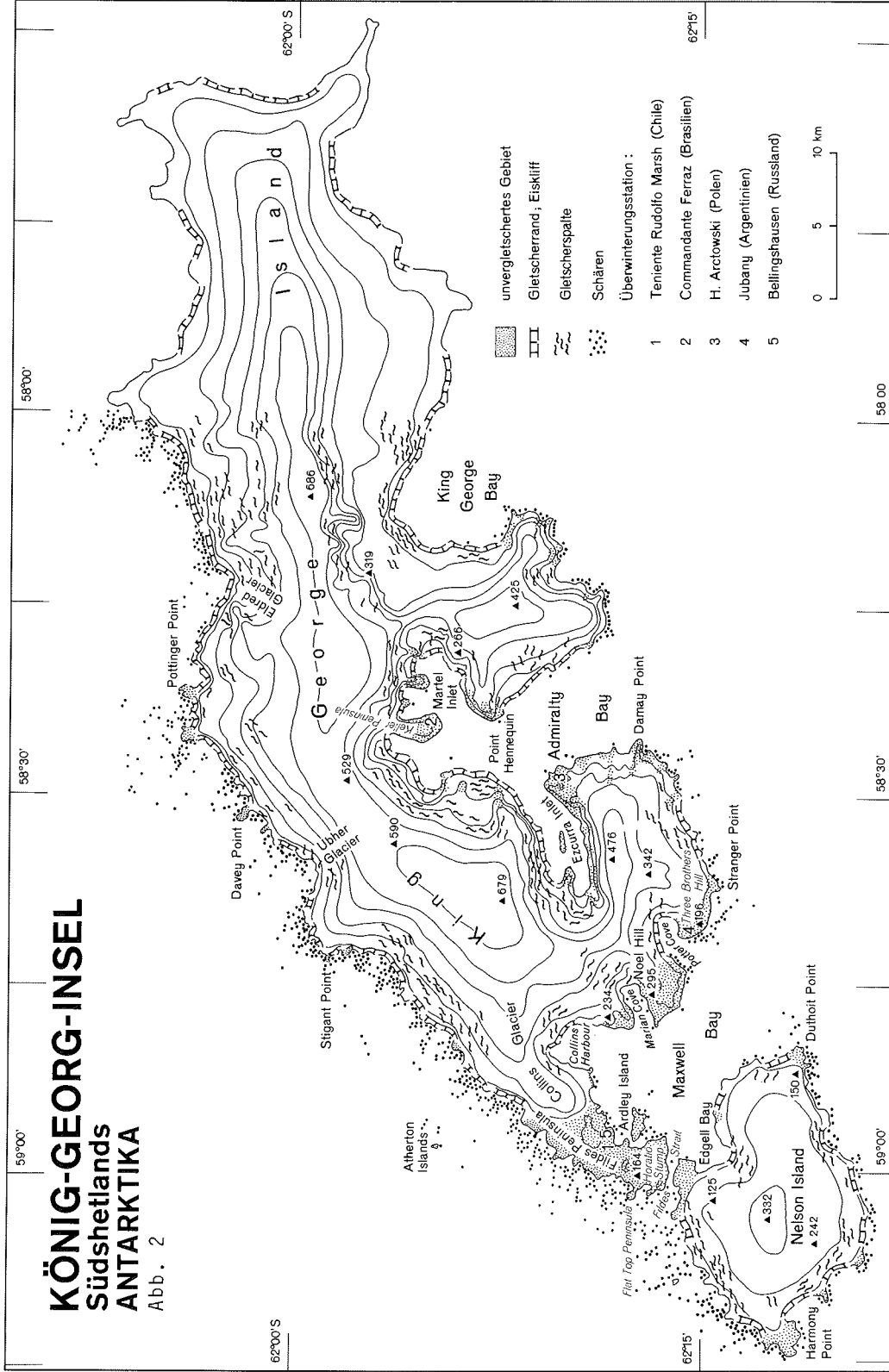
Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes der Südshetlandinseln in der Antarktis.

Wir begannen sofort mit den Geländearbeiten, die zunächst durch strahlendes Wetter begünstigt wurden. Nach der endgültigen

KÖNIG-GEORG-INSEL

Südshetlands ANTARKTIKA

Abb. 2



- unvergletschertes Gebiet
- Gletscherrand, Eiskliff
- Gletscherspalte
- Schären

- Überwinterungsstation :
- 1 Teniente Rudolfo Marsh (Chile)
 - 2 Commandante Ferraz (Brasilien)
 - 3 H. Arctowski (Polen)
 - 4 Jubany (Argentinien)
 - 5 Bellingshausen (Russland)



59°00'

58°30'

58°00'

62°00' S

62°00' S

62°15'

62°15'

59°00'

58°30'

58 00

Festlegung der Versuchsgebiete wurden die Meßstationen installiert und für die Bewegungsmessungen die Meßmarken fixiert. In der Folge wurden alle Feldarbeiten (Kartierungen und Messungen) zunehmend durch das schlechte Wetter behindert. Das Gesamtprogramm konnte so nur unter Schwierigkeiten durchgeführt werden. Als Beispiel sei angeführt, daß bei der Abschlußvermessung an den Blockgletschern für die Einmessung eines Punktes im Extremfall zwei Stunden aufgewendet werden mußten, da Nebel, Schneetreiben und Nieselregen immer wieder die Sicht behinderten.

Nach Abbau und Abtransport aller Geräte zur Basis mit Hubschrauberunterstützung durch die chilenische Station und der Durchführung der Abschlußarbeiten (z.B. Vermessung der Gletscherpegel) sind wir am 14. Februar 1984 von der Station Teniente Marsh nach Santiago geflogen. Mit Unterstützung durch das Instituto Antartico Chileno wurde der Rücktransport des Expeditionsmaterials organisiert. Die Heimreise des Hauptteils der Gruppe erfolgte am 17., Ankunft am 18. Februar 1984 in Frankfurt.

3 DAS ARBEITSGEBIET - LAGE, TOPOGRAPHIE, GEOLOGIE UND KLIMA

3.1 Lage und Entdeckung

Die "König-Georg-Insel" (engl.: King George Island, spanisch: Isla Rey Jorge, russisch: Waterlooinsel) ist die größte der Südshetlandinseln (Abb.2). Diese Inselkette verläuft nördlich der Antarktischen Halbinsel parallel zu deren Küste in einer südwest-nordost verlaufenden Linie in einem Abstand von rund 120 km. Die König-Georg-Insel liegt zwischen 61°50' und 62°15' Süd sowie 57°30' und 59°00' West. Sie ist 80 km lang und unterschiedlich, bis 24 km breit. Die Insel ist nach Südwesten durch eine wenige 100 m schmale Meerenge, die Fildesstraße, von der Nelsoninsel (russisch: Leipziginsel) getrennt, während im Nordosten sich die Inselreihe erst nach 100 km mit der kleinen O'Brieninsel westlich der Gibbsinsel fortsetzt.

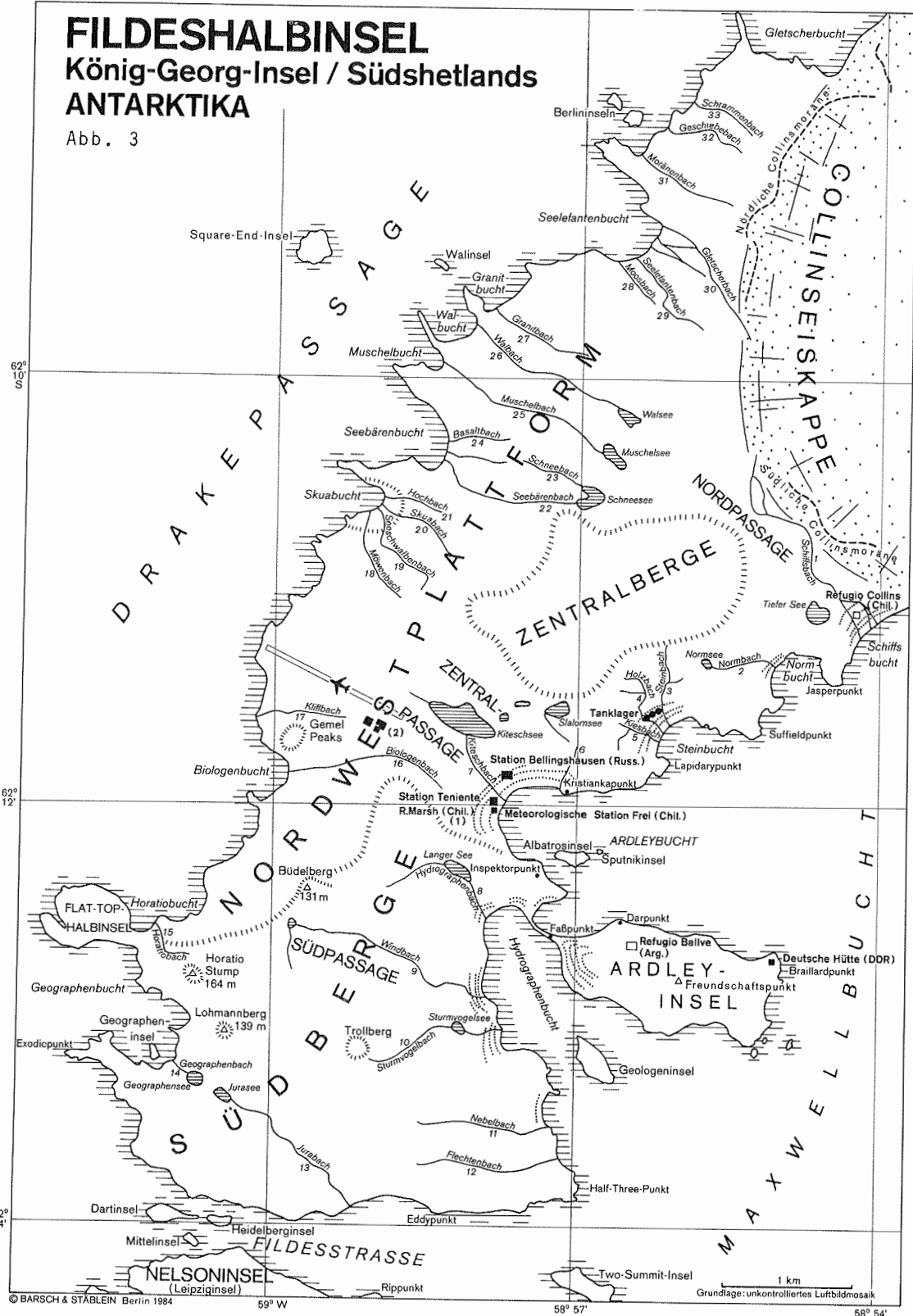
Die erste dokumentierte Landung auf den Südshetlandinseln erfolgte an der Nordostküste der König-Georg-Insel am 16. Oktober 1819 durch den Engländer William SMITH, am 22. Januar 1920 kam er erneut mit Edward BRANSFIELD zur König-Georg-Bucht. Um diese Zeit gab es ausgedehnte Aktivitäten von Robbenschlägern im Bereich der Südshetlands.

3.2 Topographie und Eisbedeckung

Nach Südosten zur Bransfieldstraße ist die Küste der König-Georg-Insel durch größere, zum Teil verzweigte Buchten gegliedert: Maxwellbucht, Admiraltätsbucht und König-Georg-Bucht. Nach Nordwesten zur Drakepassage herrscht eine schwach gegliederte Kliffküste vor, die meist mit mehreren 10er Metern eine bis 3 km breite, klippenreiche Brandungsplatte überragt, der einzelne kleine Inselchen aufsitzen. Der Hauptteil der Insel wird von einer Eiskappe bedeckt (95%), die um die Admiraltätsbucht in drei Gebieten kulminiert. Die höchsten Höhen werden mit 686 m im Nordosten

FILDESHALBINSEL König-Georg-Insel / Südshetlands ANTARKTIKA

Abb. 3



erreicht (nach der Karte 1:200 000, Blatt W6258, herausgegeben von DOS, London 1968). Die südwestliche Eiskuppel mit mehr als 679 m ist noch nicht genau vermessen. Eine kleinere Eiskuppel liegt mit 425 m zwischen König-Georg-Bucht und Admiralitätsbucht (Abb.2).

Der Eisscheitel liegt 2-3 km von der Inselmitte nach Südosten verschoben. Auf weiten Strecken bricht die Inlandeiskappe spaltenreich mit hohem Eiskliff zum Meer ab. Einzelne Einmündungen der Eiskappe bilden ausgedehnte, selbständige, größere Eisabflußgletscher, die in zum Teil eiserfüllten Buchten enden; so zum Beispiel der Eldredgletscher im Norden, der Ushergletscher im Nordwesten, der Stenhousegletscher und der Langegletscher an der Admiralitätsbucht oder der Collinshafengletscher nordwestlich der Fildeshalbinsel.

Nur in wenigen Bergzügen und Halbinseln der ca. 1 500 km² grossen Insel wird gletscherfreier Untergrund sichtbar. Selbständig vergletscherte Bergzüge, die an verschiedenen Stellen der Eiskappe seitlich durchragen, bilden lokale Einzugsgebiete für rezent aktive Gletscher. Solche Nunatakker, kleinere eisfreie Küsten und Halbinseln, findet man rund um die Admiralitätsbucht und in der Osthälfte der Insel. Größere gletscherfreie Gebiete bilden die gebirgigen Halbinseln, die im Südwesten in die Maxwellbucht ragen, zum Beispiel die 4 x 3 km große Bartonhalbinsel mit Höhen bis 295 m.

Das größte eisfreie Gebiet ist der äußerste Südwestzipfel der Insel. Hier läuft das Inlandeis mit der Collinseiskappe auf der Fildeshalbinsel aus, die ein 4-5 km breites und bis 11 km langes periglaziales Gebiet darstellt (Abb.3). Die offensichtlich ehemals glazial überformten Mittelgebirgskuppen, Rücken und Berggruppen bleiben unter 200 m Höhe. Breite, gestufte Täler führen vor allem nach Süden und Osten in die kleineren Seitenbuchten der Maxwellbucht. Dort ist die Küste stellenweise auffällig durch Strandwallserien gegliedert. Inseln sind hier vorgelagert: so die 1,5 km lange Ardleyinsel, die mit einer schmalen Nehrung mit der Fildeshalbinsel verbunden ist, die bei Ebbe trockenfällt. Südlich davon liegen die Geologeninsel in der Hydrographenbucht und die Zwei-Gipfel-Insel (Two Summit Island) vor der Fildesstraße, in der die Dartinsel, die Heidelberginsel und die Mittelinsel liegen. Nördlich der Ardleyinsel liegt in der Ardleybucht die wuchtige, steile, felsige Albatrosinsel, der östlich die winzige Sputnikinsel vorgelagert ist. Der Nordwesten der Halbinsel wird von einer durch flache Tälchen reliefierten Plattform in rund 40 m Höhe eingenommen. Einige Kuppen und Spitzen, wie zum Beispiel die Gemelspitzen (Gemel Peaks), sitzen der Plattform auf. Mit steilen Flanken setzen sich die Berggruppen ab. Die Zentralberge mit 160 m Höhe werden durch Tiefenzonen, die Nordpassage, die vor dem Anstieg zur Collinseiskappe verläuft, und durch die Zentralpassage mit ihren zahlreichen Seen, von den Südbergen getrennt, die die südliche Hälfte der Halbinsel ausfüllen.

An der mit 1,5 km schmalsten Stelle der Fildeshalbinsel verbindet ein Sattel die Süd- und die Nordküste, wo ein breiter Talweg zur See-Elefantenbucht südlich der Gemelspitzen hinunter zum Strand führt. Sonst ist die Nordwestküste zur Drakepassage meist eine steile Kliffküste mit bis 40 m Abfällen, wo nur stellenweise mehr

oder weniger breite, sandige Geröllstrände ausgebildet sind. Auch hier sind der Küste Klippen, Halbinseln und einzelne Inseln vorgelagert, wie die Quadrat-End-Insel (Square End Island) und die Flachgipfelinsel (Flat Top Island) mit ihrem charakteristischen flachen Höhengniveau oder im Nordwesten die Berlininsel. Schichtstufenartig markant überragen Bergzüge mit steilen Flanken die Nordwestplattform, wie zum Beispiel der Büdelberg mit 131 m Höhe am Nordwestrand der Südberge. Der höchste bisher auf der Fildeshalbinsel nach der Karte (DOS 1968) vermessene Berg ist der Horatiostumpf (Horatio Stump) mit 164 m Höhe.

Viele der topographischen Einzelheiten der Fildeshalbinsel waren bisher noch unbenannt und wurden erst im Zuge unserer Kartierung bezeichnet (Abb.3). Dabei wurden die uns bekannt gewordenen Geländebezeichnungen der Chilenen, Argentinier, Engländer, Russen und Deutschen aus der DDR berücksichtigt.

Die Fildeshalbinsel stellt unser engeres Arbeitsgebiet dar. Für geomorphogenetische und geomorphodynamische Untersuchungen wurden zusätzlich die periglazialen, gletscherfreien Gebiete der Maxwell- und der Admiralitätsbucht als weiteres Arbeitsgebiet einbezogen (Abb.2).

3.3 Klima

Die König-Georg-Insel hat ein ozeanisches Polarklima (Abb. 4,6).

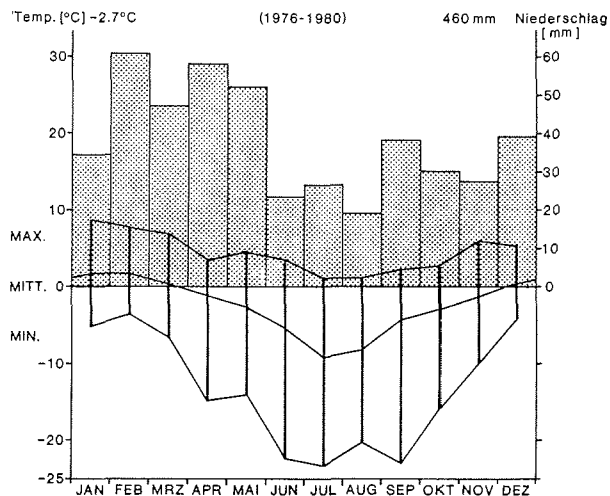


Abb. 4: Klimadiagramm (1979-1980) der chilenischen Station Teniente Marsh.

Die Jahresmittel der Temperatur für die chilenische meteorologische Station Frei (62°12'Süd, 58°54'West 5 m ü.M.) an der Südwestküste der Fildeshalbinsel an der Ardleybucht schwankten in den letzten Jahren (1976-1980) zwischen -1,7 und +8,7°C, die Extreme reichen dabei von -23,2 bis +8,7°C, die mittlere Schwankung der Monatsmittel liegt bei nur 10,9°C. Der Index der Kontinentalität (nach GORCYNKI, zit. nach BLÜTHGEN 1980: 586; Prozent der größten bekannten Differenz der Monatsmitteltemperaturen) erreicht nur 17% (Station McMurdo 37%, Südpol 47%).

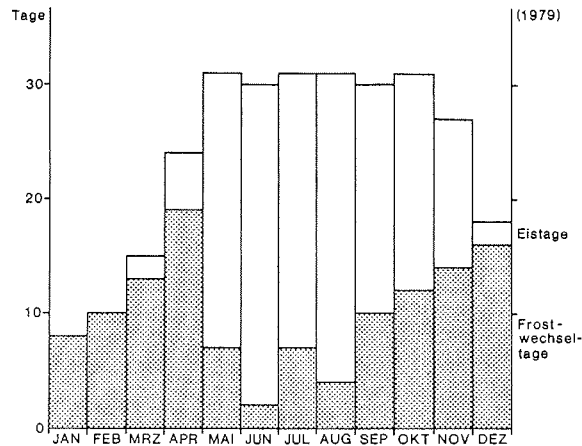


Abb. 5: Diagramm der Anzahl der Frosttage (1979) für die Station Teniente Marsh.

Es handelt sich um ein ET-KLIMA (nach KÖPPEN, d.h. einzelne Monatsmittel über 0°C aber unter 10°C) bzw. I/2-Klima (nach TROLL & PAFFEN) der polaren Frostschuttzone mit geringer Sommerwärme (wärmster Monat unter +6°C). Niederschläge fallen im Durchschnitt 459 mm pro Jahr, mit Schwankungen zwischen 300 und fast 600 mm, davon ist der überwiegende Teil Schnee (durchschnittlich 3 m Schnee). 181 Regentage und 167 Schneefalltage gibt es durchschnittlich im Jahr. Eine Schneedecke bildet sich von Mai bis Anfang Dezember. Im antarktischen Frühwinter im April und Mai, zum Teil aber auch schon im Februar, fallen die meisten Niederschläge, der antarktische Hochwinter, der August, ist mit durchschnittlich nur 19,2 mm der trockenste Monat. Die Luftfeuchtigkeit ist hoch. Sie schwankt in den Monatswerten zwischen 70 und 95%. Der Sonnenschein ist selten. Nur 1 bis 13 Tage waren jährlich mit einer Bewölkung unter einem Viertel. Die Meerwassertemperatur schwankt im Jahr zwischen -1,5 und +1,6°C.

Mit 286 Frosttagen (1979), davon 164 Eistage und 122 Frostwechselftage, ist es ein ausgeprägtes Kaltklima (Abb.5). Südostwinde herrschen vor und wechseln während der wärmeren Zeiten mit Nordwestwinden. Windstille tritt nur im Mai und Juni zu 10 bis 16% der Beobachtungszeiten auf. Die Windgeschwindigkeiten liegen zu mehr als einem Viertel der Beobachtungen bei 10 bis 14 Knoten (= 18,5 bis 26 km/h = 5 bis 7 m/s) und können Spitzengeschwindigkeiten von über 70 Knoten (= 130 km/h = 36 m/s) erreichen. Das polarozeanische Klima des periglazialen Untersuchungsgebietes wird gekennzeichnet:

- durch geringe Lufttemperatur in den Sommermonaten und andauernde Frosttemperaturen im Winter, aber für die Antarktis doch mit gemäßigten Werten;
- durch im Verhältnis zur ozeanischen Lage geringe Niederschläge ohne deutliche Periodizität im Jahresgang;
- durch geringe Einstrahlungen, auch in den Sommermonaten, bei immer hoher relativer Luftfeuchtigkeit und beachtlichen Windgeschwindigkeiten.

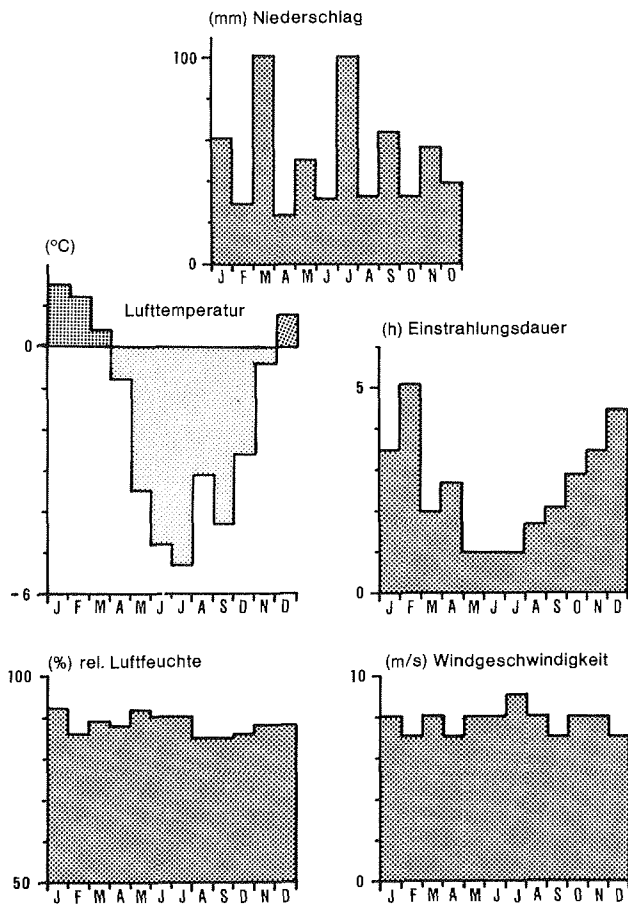


Abb. 6: Diagramme zum Klima der Station Bellinghausen (1983).

3.4 Geologie und Struktur

Die König-Georg-Insel besteht fast ganz aus Magmatiten. Dabei können vier vulkanische Perioden und eine Intrusionsphase unterschieden werden. Der Kern der Insel besteht aus Gesteinen wahrscheinlich ober-jurassischen Alters, sowie plutonischen und hypabyssalen (oberflächennah erstarrten) Intrusionen der andinen Intrusionsserie. An Störungen abgesenkte Blöcke aus oberkretazisch bis miozänen Laven flankieren den zentralen Bereich der Juragesteine. Geringmächtige Sedimentschichten, die Pflanzenfossilien enthalten, kommen in verschiedenen Stockwerken zwischen den vulkanischen Serien vor.

Jungtertiäre und quartäre (pliozäne bis holozäne) Vulkanite wurden an Spalten einer Störungslinie entlang der Südküste gefördert. Ein fossilienführendes, marines Konglomerat ist den pliozänen Laven eingelagert am Löwenrücken (Lions Rump) am südlichen Eingang zur König-Georg-Bucht. Die auf der Fildeshalbinsel

und im Bereich der Admiralitätsbucht gefundenen Pflanzenfossilien gehören stratigraphisch zur Oberkreide bis Miozän. Sie entsprechen den heutigen Pflanzen Equisetum, Araucaria und Nothofagus.

Die Insel ist in eine Reihe von Blöcken zerbrochen. Das Hauptstörungssystem ist parallel zur Längsachse der Insel angelegt, komplementäre Störungen verlaufen entlang der Admiralitätsbucht.

Die Vulkanite können aufgrund ihrer Mineralzusammensetzung und Metamorphisierung in stratigraphisch-petrographische Gruppen gegliedert werden. Die ältesten Vulkanite aus dem Oberjura bilden eine kalzium-alkalische Serie vergesellschaftet mit andesitischen Rhyoliten. Das Auftreten von regional metamorphisierten Xenolithen in den jurassischen Vulkaniten zeigt an, daß diese einem Grundgebirgskomplex auflagern müssen, das wird auch durch die nicht selten auftretenden Erratika aus Grundgebirge bestätigt. Die andine Intrusionsserie stammt aus dem Frühtertiär. Sie bildet einen axialen Kern der Insel. Die Intrusionsserien entsprechen petrographisch den Vorkommen der Antarktischen Halbinsel. Die Mehrzahl der jurassischen Vulkanite wurde durch die jüngeren Intrusionen metamorphisiert.

Der tertiär-quartäre Vulkanismus hält sich weitgehend an die oben angesprochenen linearen Muster. Es lassen sich dabei drei Phasen unterscheiden. Die älteste ist noch nicht näher datiert; die jüngeren entstammen dem Mittelmiozän und Holozän. Diese Laven umfassen vorherrschend Pyroxenandesite, Basaltandesite und Olivinbasalte, sowie selten Trachytandesite.

Aus den zusammenfassenden Darstellungen englischer Geologen (HAWKES 1961, BARTON 1965) und den Kalium-Argon-Datierungen (WATTS 1982) kann man folgende regional-stratigraphisch-petrographische Übersicht des geologischen Aufbaus der König-Georg-Insel nach der Gesteinsabfolge ableiten:

- "Penguininsel-Gruppe" / pliozän bis rezent:
vor allem Olivinbasalt,
daneben Tuffe, Hypersthenaugit-Andesite und Augit-Andesite.
- "Punkt-Hennequin-Gruppe" / Mittelmiozän:
vor allem Hypersthenaugit-Andesite,
daneben Tuffe, augitische und basaltische Andesite.
- "Fildeshalbinsel-Gruppe" / Eozän:
vor allem Basalt-Andesite,
daneben Hypersthenaugit-Andesite und Augit-Andesite.
- "Andine Intrusionsserie" / Oberkreide bis Alttertiär:
Quarzgabbros, Granodiorite und Quarzdiorite.
- "Jura-Vulkanite" / Oberjura:
vor allem Pyroxenandesite,
daneben Tuffe, Basalte und Rhyolite.
- "Grundgebirgs-Komplex" / präkambrisch bis archaisch (?):
keine Aufschlüsse bekannt, nur als Fragmente von
Quarziten und Granitgneisen in Jura-Vulkaniten und
in Schichten der Penguininsel-Gruppe nachgewiesen.

4 VERMESSUNGEN

Für die verschiedenen geomorphologischen Untersuchungen waren folgende Vermessungsarbeiten erforderlich:

- (1.) Für die als Grundlage aller Arbeiten auf der Fildeshalbinsel geplante Orthophotokarte waren Paßpunkte zu bestimmen.
- (2.) Zur Erfassung der Bewegung von Blockgletschern waren an verschiedenen Objekten Punktfelder einzumessen, die in der nächsten Kampagne nachgemessen werden sollen.
- (3.) An verschiedenen Stellen waren die Höhen der Strandterrassen zu bestimmen.
- (4.) Kleinräumige Solifluktionen sollten durch präzise Messungen an einem ausgewählten Hang möglichst schon in der gleichen Kampagne nachgewiesen werden.

Das Instrumentarium mußte im Hinblick auf die auch von den Genauigkeitsanforderungen her sehr unterschiedlichen Arbeiten und auf geringes Gewicht und bequemen Transport ausgewählt werden. Zum Einsatz kam ein Sekundentheodolit Kern DKM2-AEM mit dem elektrooptischen Distanzmesser DM 502 sowie 2 Reflektorstativen.

4.1 Paßpunktbestimmung

Die Grundlage der zu erstellenden Orthophotokarte im Maßstab 1 : 10 000 bilden Luftbilder im Maßstab von ca. 1 : 30 000 aus dem Jahre 1957, die ungünstigerweise noch eine relativ hohe Schneebedeckung zeigen. Die knapp bemessene Zeit, die zunächst vordringliche Einrichtung der Punktfelder für die Bewegungsmessungen und das meist sehr ungünstige Wetter mit Nebel und tiefhängenden Wolken machte eine sorgfältige Erkundung der Paßpunkte unmöglich.

Es wurden zunächst zwei chilenische Dopplerpunkte gefunden: Doppler 13104 vom Instituto Geografico Militar (1980) und Doppler 130103 vom Instituto Hidrographico de la Armada - Cota Fija de Mareas (1980). Vom letztgenannten liegen folgende Angaben vor:

Ellipsoid WGS-72	
$\psi = 62^{\circ}12'02",689$ s.Br.	$x = 1\ 537\ 815,69$ m + 1,0 m
$\lambda = 58^{\circ}57'39",140$ w.L.	$y = -2\ 555\ 400,57$ m + 1,0 m
$h = 32,42$ m	$z = -5\ 619\ 011,08$ m + 1,0 m

Von einem weiteren Vermessungspunkt - "Este" -, der gleichzeitig Gravimeterpunkt des Instituto Geografico Militar ist, konnten genauso wenig Koordinaten erhalten werden, wie von den mit Holzsignalen versehenen Meßpunkten einer russischen Vermessung.

Ausgehend von dem am Hafen bei der meteorologischen Station "Eduardo Frei" gelegenen Dopplerpunkt 130103 (Abb.7) wurden in einem örtlichen System, das durch eine Azimutbestimmung mit Hilfe der Sonne zum Dopplerpunkt 13104 als Mire orientiert wurde, insgesamt 17 Landmarken als Paßpunkt überbestimmt eingemessen, wobei die üblichen Probleme der Punktidentifizierung aus den verschiedenen Richtungen auftraten. Die Lagegenauigkeit ist im allgemeinen besser als + 1 m, die Höhengenaugigkeit besser als + 0,5 m. Nach zweimaliger Beobachtung des Tidenhubs wurde der Punkt 130103 höhenmäßig mit 1,860 m über Mittelwasser festgelegt; der sogenannte "Treibselrand" (= mittleres Hochwasser = mTHw) liegt in dieser

Bucht 0,86 m über dem Mittelwasser. - Die Orthophotokarte wird von Prof. HELL (Fachhochschule Karlsruhe) hergestellt werden.

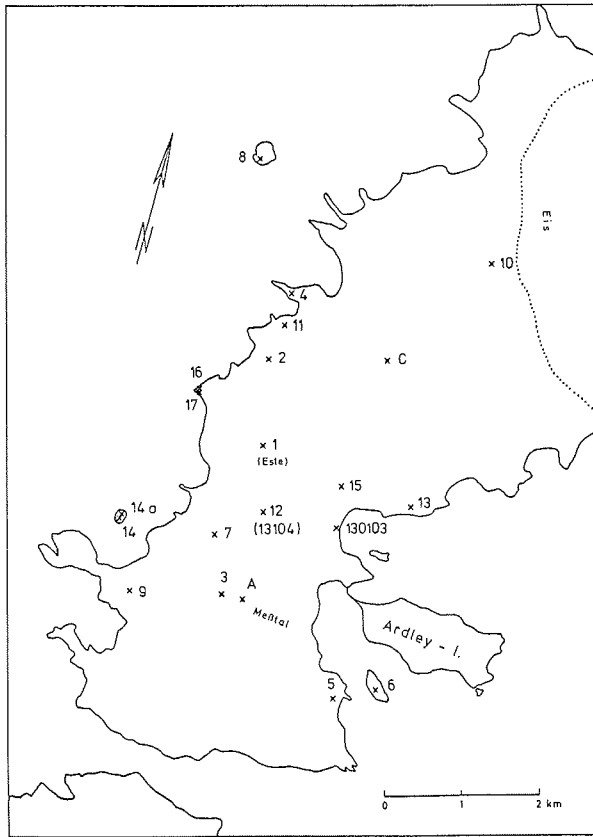


Abb. 7: Karte der Vermessungspunkte auf der Fildeshalbinsel.

4.2 Blockgletschervermessung

Etwa 1,5 km nördlich der Station Teniente Marsh wurden an blockgletscherartigen Gebilden (Blockgletscher "C") am Nordabfall der Zentralberge (Abb.3, 7) insgesamt 26 Punkte vermarktet (gekörntes Loch in Felsblöcken) und polar zweimal im Abstand von 16 Tagen an einen Punkt auf anstehendem Fels angehängt. An 10 Punkten liegen nachweisbare Veränderungen (mehr als 10 mm) in Lage und/oder Höhe vor (Abb.8).

Bei Punkt Hennequin an der Admiralitätsbucht, etwa 33 km östlich der Fildeshalbinsel wurden als Grundlage für eine Wiederholungsmessung in der Kampagne 1984/85 auf die gleiche Weise 30 Punkte an 2 nebeneinanderliegenden großen Blockgletschern eingemessen; da die Zuverlässigkeit des einzig möglichen Instrumentenstandpunkts nicht gewährleistet ist, wurde er durch zwei am aufsteigenden Fels gelegene Punkte versichert.

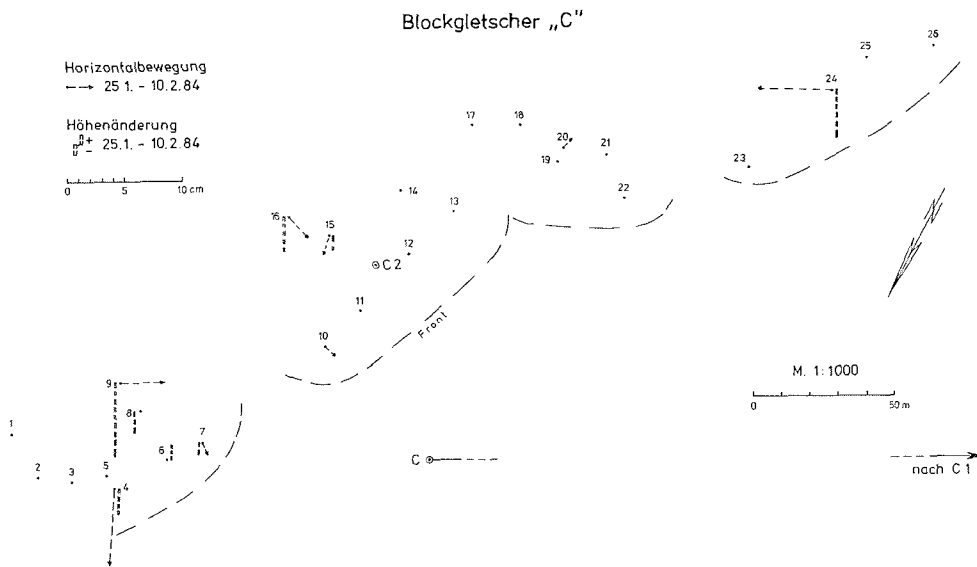


Abb. 8: Lage der Vermessungspunkte und Bewegungsvektoren (25.1.-10.2.84) auf blockgletscherartigen Formen nördlich Atco.

4.3 Strandterrassenvermessung

An der Südwestküste der Ardleyinsel, an der gegenüberliegenden Bucht des hydrologischen Hauptarbeitsgebietes im Windbachtal und in der etwa 18 km östlich gelegenen Bucht "Potter Cove" am sogenannten "Three Brothers Hill" wurden teils von mehreren Standpunkten aus die sichtbaren Strandterrassen höhenmäßig bestimmt. Die Höhen sind jeweils auf den örtlichen Treibselrand der Küste (= mittleres Hochwasser) bezogen und wurden trigonometrisch übertragen.

4.4 Vermessung der Solifluktionsprofile

Im Windbachtal (Abb.3, 7) wurden an einem ostnordostexponierten Hang zwei Profile zur Ermittlung der Solifluktionen eingerichtet (Abb.9). Drei verschiedene Vermarkungsarten wurden verwendet:

- a) gekörntes Loch bzw. gemeißeltes Kreuz im Felsblock
Profil I : Punkte 1, 10, 13
Profil II: Punkte 1, 12, 13, 14, 15
- b) bodengleich geschlagenes Aluminiumrohr (Außendurchmesser 15 mm) mit kegelförmigem Zielmarkeneinsatz von 20 mm (50 mm) Höhe
Profil I: Punkte (2), (4), 6, 8, 11
Profil II: Punkte (2), 4, 6, 8, 10, 16
- c) bodengleich geschlagene Plastikvermessungsmarke, die etwa 6 cm in den Boden reicht und mit einer Scheibe von 6 cm Durchmesser aufliegt (Abb.10). In diese ist eine kegelförmige Zielmarke von 20 mm (50 mm) Höhe eingesetzt.
Profil I: Punkte (3), (5), 7, (9), (12)
Profil II: Punkte (3), 5, 7, 9, 11, 17

Solifluktsprofile I, II

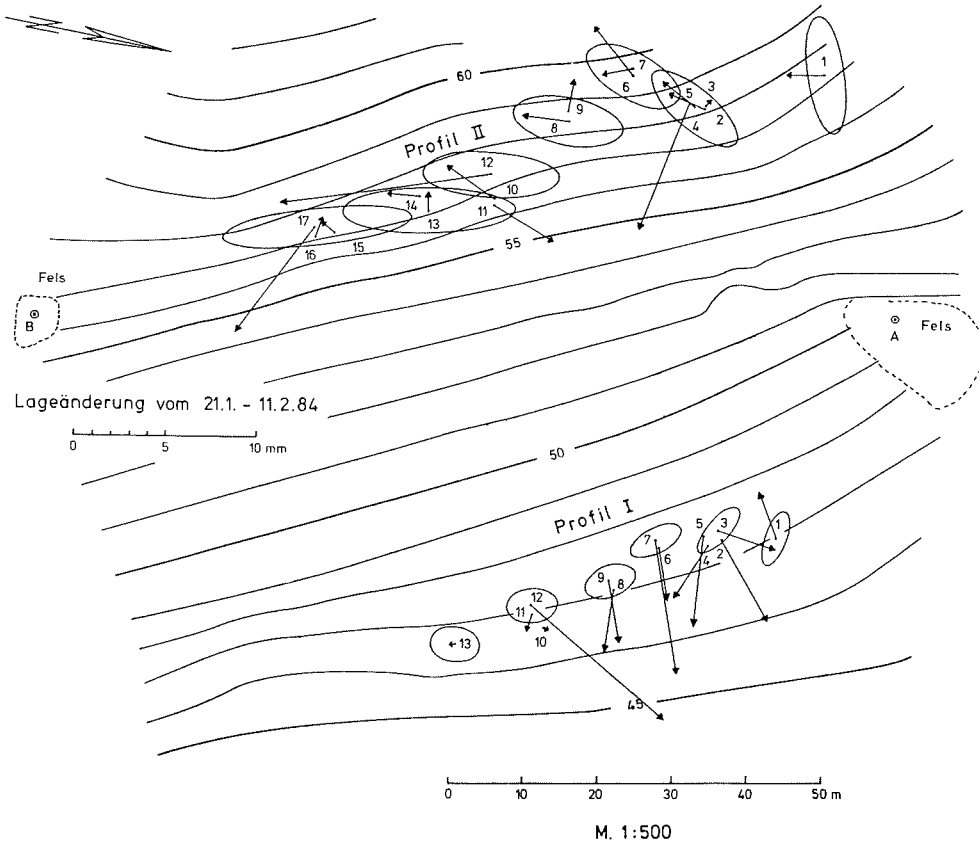


Abb. 9: Lageänderungen auf den Solifluktsprofilen I und II am Meßhang im Windbachtal zwischen dem 21.1. und 11.2.1984. Die Verschiebung ist mit 95 % Sicherheit gegeben, wenn der Verschiebungsvektor über das durch die Ellipse begrenzte Feld hinausreicht. Für die einzelnen Punktfelder ist jeweils eine repräsentative Fehlerellipse angegeben.

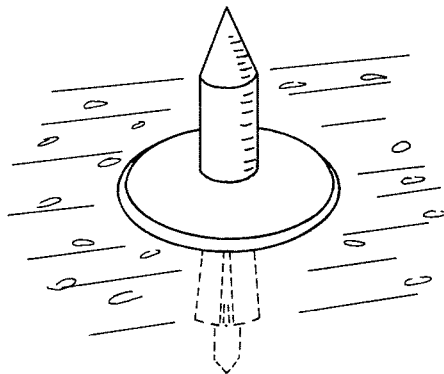


Abb.10: Plastikvermessungsmarke mit kegelförmiger Zielmarkierung.

Die Zielmarken b) und c) waren sehr gut und scharf anzuzielen, insbesondere, wenn sie lotrecht und nicht senkrecht zur Oberfläche eingebracht waren. Über ein unterschiedliches Verhalten der Aluminiumrohre bzw. der Plastikmarken als Träger der Zielmarken kann noch keine Aussage gemacht werden. Die Schwierigkeit bei den Felspunkten war, einen klaren, reproduzierbaren Zielpunkt zu realisieren; teilweise wurden umgedrehte Kegelzielmarken aufgesetzt, teils Nadeln; das Problem bleibt immer noch ein eindeutiger Höhenbezug. Die Punkte 1 und 12 mußten für die Beobachtung von B aus mit einem Lotstab signalisiert werden.

Es war vorgesehen, die Zielmarken aus den Trägern zu entnehmen und letztere durch Plastikpfropfen zu verschließen; da jedoch genügend Zielmarken vorhanden waren, wurden sie an Ort und Stelle gelassen. Da Bewegungen von einigen Millimetern in einer Saison erwartet wurden, konnten die Punkte nur durch Vorwärtseinschneiden von 2 Festpunkten A und B (Abb.9) mit der erforderlichen Genauigkeit bestimmt werden. Die Topographie und Beschaffenheit des Hangs führten dabei zwangsweise zum Teil zu ungünstigen Schnittwinkeln.

Die Winkel wurden in jeweils zwei Sätzen am 21.1. und 11.2.84 gemessen. Aus dem mittleren Fehler der Richtungsbeobachtungen wurden die relativen Konfidenzellipsen (Signifikanzniveau 95%) der Verschiebungen berechnet; in Abb.9 ist wegen der besseren Übersichtlichkeit für die einzelnen Punktfelder nur ein repräsentative Ellipse gezeichnet. In der Tabelle 1 (im Anhang) sind die Ergebnisse dieser Messungen aufgeführt.

Auffällig sind in Profil II die stark divergierenden Bewegungsrichtungen (vgl. Abb.9). Eine genaue Aussage wird jedoch erst nach der Wiederholungsmessung 1985 möglich sein.

4.5 Vermessung der Eisbewegung

Auf dem Rand der Collinseiskappe im Nordosten der Fildeshalbinsel, nordöstlich von Paßpunkt 10 (vgl. Abb. 7) etwa 450 m vom Eisrand entfernt und etwa 40 m über dem Niveau des Eisrandes, wurden drei benachbarte Punkte im Abstand von 15 Tagen eingemessen; es ergab sich eine Horizontalbewegung der Gletscheroberfläche von 4-5 mm am Tag.

5 WITTERUNG WÄHREND DES AUFENTHALTS

Die Zeit der Geländeuntersuchungen vom 17.1.-13.2.84 (28 Tage) hatte wenige Tage mit Sonnenschein, an 9 Tagen trat Nebel auf, an 18 Tagen gab es Niederschlag, davon viermal Schnee, der einmal auch als anhaltende Schneedecke liegenblieb. Die Temperaturextreme an der chilenischen Station schwankten zwischen -3,6 und 5,4°C (Abb.11). Die Winde aus östlichen Richtungen, die an 10 Tagen herrschten, erreichten an 3 Tagen Geschwindigkeiten von 18 Knoten (33 km/h = 9 m/s); nordwestliche Winde bestimmten 14 Tage (vgl. Tab.2).

Die in der Nähe des Flugfeldes auf Standorten in 45 m Höhe über dem Meer durchgeführten Temperaturmessungen der bodennahen Luft-

schicht 30 cm über dem Boden mit Maximum- und Minimum-Thermometer zeigten Werte zwischen +6,3 und -3,6°C bei täglichen Schwankungen von 2,0 bis 8,1°C (Abb.11). Die Temperatur der Bodenoberfläche betrug nach Terminmessungen zwischen -1,0 und +4,2°C (vgl. Kap. 12). Sie blieben damit durch den Abkühleffekt der windbedingten Verdunstung von den feuchten Bodenoberflächen entgegen der allgemeinen Regel zum Teil unter den Stationslufttemperaturen (in 2 m Höhe). Der Wind-chill-Effekt ließ die fühlbare Temperatur bei dem windigen Wetter und hoher Luftfeuchtigkeit stark absinken.

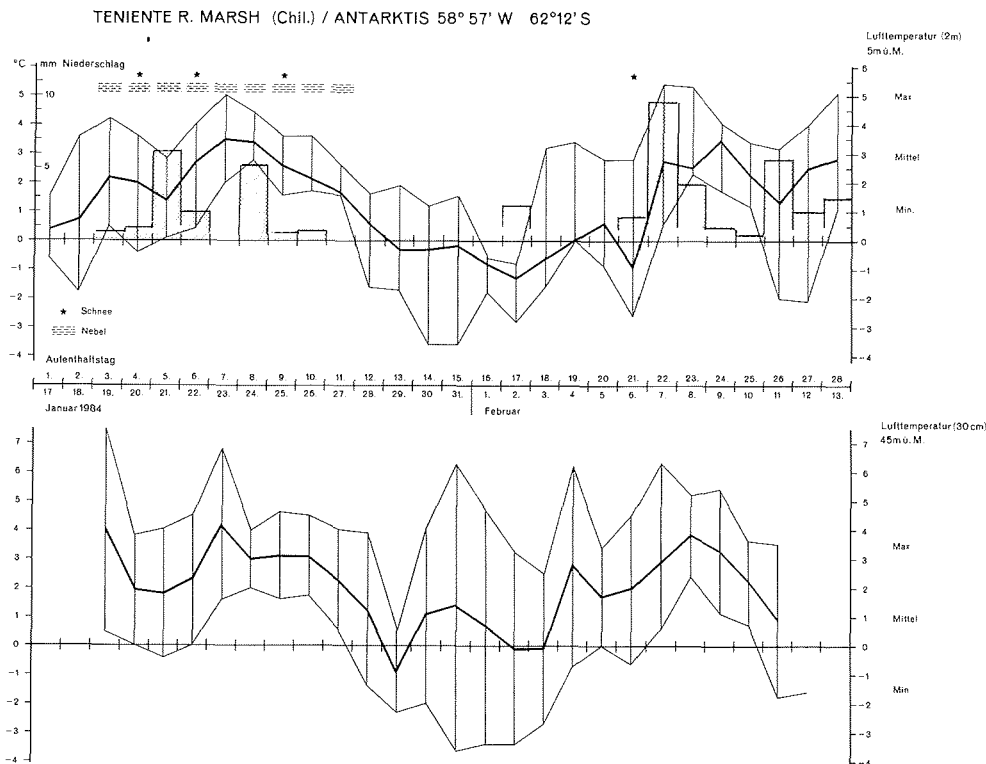


Abb.11: Temperaturgang und Witterungserscheinungen der chilenischen Klimastation während des Aufenthalts. Temperaturschwankungen in der bodennahen Luftschicht in der Nähe des Flugfeldes in 45 m Höhe während des Aufenthalts.

Die Schneeablation wurde an verschiedenen Schneeflecken in der Umgebung der hydrologischen Meßstation im Windbachtal mit Summen von 70-77 cm in 22 Tagen, d.h. 3,2 bis 3,5 cm pro Tag, gemessen (Abb.12). Die auf dem Rand der Collinseiskappe gemessene Ablation der Gletscheroberfläche betrug 26 cm in 16 Tagen, d.h. 1,6 cm pro Tag.

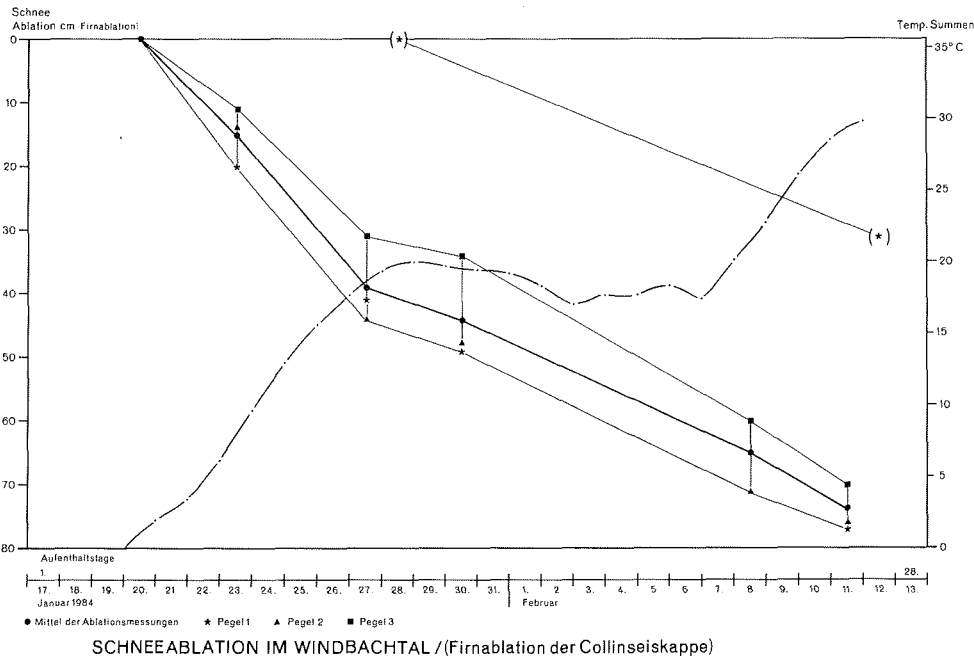


Abb.12: Diagramm der Schneeablation im Windbachtal und der Firnablation an der Collinseiskappe.

6 KLIMAGENETISCHE UND GLAZIALISOSTATISCHE RELIEFENTWICKLUNG

Das Expeditionsgebiet hat während des Quartärs eine sehr intensive glazigene Überformung erlebt. Dafür sprechen - auch wenn die entsprechenden Formen nicht gut erhalten sind (vgl. Kap. 7) - vor allem die weit verbreiteten Erratika. Unter ihnen ist ein sehr heller, fast weißer Granit besonders auffällig, dessen Herkunftsgebiet allerdings noch nicht bekannt ist. Es ist mit gewisser Wahrscheinlichkeit zu vermuten, daß er auf der Insel selbst ansteht. Inwieweit er andererseits einen Beweis für einen Eistransport von der 130-140 km entfernten Antarktischen Halbinsel über die etwa 1 000 m tiefe Bransfieldstraße darstellt, kann zur Zeit nicht entschieden werden.

Ältere Reliefformen, die beispielsweise in präquartäre Zeit zurückreichen, haben sich zweifelsfrei nicht ermitteln lassen. Ebenso wenig haben wir auf der Fildeshalbinsel glazigene (oder sonstige) Lockersedimente gefunden, die eindeutig älter als der letzte Eishochstand sind.

Weit verbreitet sind marine Strandterrassen. Sie beginnen mit ausgesprochen gut entwickelten Strandwallserien, die wir oberhalb der rezenten und subrezentem Sturmflutwälle als Strand-, Mittel- und Riegelserie bezeichnet haben (vgl. Abb. 13). Sie umfassen Höhenbereiche von 4-6, 8-12 und 14-19 m über mittlerem Tidehochwasser. Am besten entwickelt sind sie jeweils in Buchten. Oberhalb der 20 m-Marke finden sich zunächst keine Geröllstrände mehr. Hier herrschen - vor allem auf der Westseite der Fildeshalbinsel - Flachformen in 35-40 m Höhe vor, die in steilen Kliffen zum rezenten Meeresniveau abbrechen.

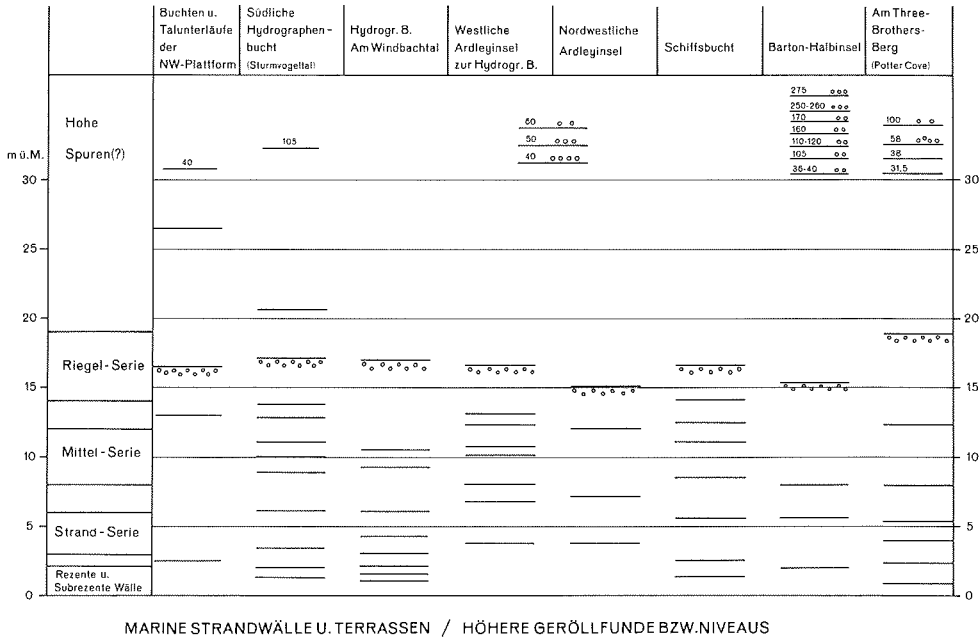


Abb.13: Profile und Diagramm der Strandterrassen und der marinen Grenzen.

Am Fuß der Kliffe ist meist nur ein kleiner Strand entwickelt. In Buchten, d.h. in den Mündungen der Täler, die von der großen, plateauähnlichen Plattform zum Meer hinabführen, sind die schon erwähnten Strandwallserien zu kartieren. An die Küstenlinie schließt sich seewärts eine riesige Brandungsplattform an, die teilweise mehr als 3 km breit ist und die von einzelnen Klippen überragt wird. Diese Klippen sind häufig reihenweise angeordnet. Sie folgen besonders widerstandsfähigen Ganggesteinen. Allerdings ist zu betonen, daß im Bereich rezenter, mariner Abrasion am Kliff-Fuß diese Gänge nicht herausmodelliert werden. Sie weisen also im Bezug auf die hier mit Strandgeröllen bewehrte Brandung und die zusätzliche intensive Aufbereitung durch kombinierte Frost- und Salzwirkung keine besondere Widerstandsfähigkeit auf (vgl. STABLEIN 1980). Dies gilt nicht für die oberen Teile der Kliffe, die rein periglazialer Gesteinsaufbereitung und Abtragung unterliegen. Auch hier werden diese Gänge selektiv aufgrund ihrer Widerstandsfähigkeit herauspräpariert.

Die etwa 2-3 km breite Plattform in rund 35-40 m Höhe folgt nicht geologischen Strukturen. Sie ist eindeutig eine Abtragungsfläche, die von einzelnen steilwandigen Kuppen unterschiedlicher Höhe aus widerstandsfähigem Material überragt wird. Die Zentralberge und die Südberge sind gegen die Fläche mit Steilhängen abgesetzt. Die Plattform selbst wird durch Täler gegliedert, die in ihrem oberen Teil meist nur gering eingeschnitten sind. In eingesenkten Mulden, aber auch auf den leicht geneigten Flächen, finden sich Sedimente, deren Charakter nicht einfach zu deuten ist: sie sind zum Teil rezenter Entstehung, d.h. sie sind durch Frostverwitterung entstanden und durch abluale und solifluidale Vorgänge verlagert worden. Inwieweit sie glazigener oder mariner Herkunft

sind oder inwieweit sie marin ausgewaschene, glazigene Restsedimente darstellen, hat sich aus den Feldbefunden allein nicht entscheiden lassen. Hier sind weitere Untersuchungen notwendig. Allerdings erscheint die von JOHN (1972) vertretene Ansicht, die Plattform sei von einer Grundmoräne überdeckt, zu generell.

Die Entstehung dieser 40m-Fläche kann wohl nur als marine Abrasionsplattform gedeutet werden (vgl. ZAMORUYEV 1972). Die sie überragenden Kuppen sind Reste der ehemaligen Klippen; die heute meist durch Schutthalden verhüllten Steilhänge, die von den Zentralbergen, von den Südbergen oder von Einzelbergen, wie den Gemelspitzen, zur Fläche vermitteln, sind aus ehemaligen Kliffen hervorgegangen.

Ein Problem bereitet allerdings die Altersstellung. Die Größe der Form sowie die mögliche Deutung eines Teils der sie bedeckenden Sedimente als Moränenmaterial machen es unmöglich, sie als Holozän einzustufen. Um diese Frage zu beantworten, haben wir nach marinen Relikten in noch höherer Lage gesucht. Hier sind zwei Lokalitäten zu nennen: Three-Brothers-Hill (Potter Cove) und Noel-Hill (auf der Bartonhalbinsel) (vgl. Abb. 2).

An der Westseite des Three-Brothers-Hill finden sich unter der Felswand Gerölle bis 100 m Höhe. Sie sind von dort zum Teil auf die deutlich entwickelte Randmoräne gewandert, deren Kammlinie in rund 80 m Höhe liegt. Die relative Altersstellung von Moräne und Strandgeröll ist nicht völlig klar, doch scheint viel dafür zu sprechen, daß die Strandgerölle älter sind als die Moräne. Auf der Barton-Halbinsel findet sich nördlich des Noel-Hill am Rande eines kleinen Paßes ein Vorkommen gut gerundeter Strandgerölle in 275 m Höhe, das von JOHN (1972) bereits erwähnt wird, und das er als das höchste marine Geröllvorkommen der Antarktis bezeichnet. Das Vorkommen ist periglazial überformt, allerdings sprechen Form und Größenspektrum für die marine Herkunft. Die Gerölle selbst sind solifluidal auf dem gesamten Hang verteilt worden. Sie finden sich jedoch auch auf Verflachungen in tieferen Lagen, die eventuell ebenfalls selbständige marine Niveaus, z.B. in 90-110 m Höhe, darstellen.

Damit sind marine Ablagerungen und Formen in einem weiten Höhen- spielraum bekanntgeworden (Abb. 13). Allerdings bietet deren Altersstellung nicht unerhebliche Probleme. Datierbare Knochenreste (z.B. Walknochen) finden sich nur im Bereich der Strandwallserie. Wichtig wären jedoch Datierungen von den Wällen und den Sedimenten der Riegelserie, sowie vor allem vom Three-Brothers-Hill und vom Noel-Hill. Die große Höhenlage der Strandgerölle am Noel-Hill macht ein holozänes Alter problematisch, denn sonst müßte hier eine holozäne, negative Strandverschiebung durch isostatisches Aufsteigen des Landes von mindestens 275 m angenommen werden. Als Zeitraum ständen dafür nur das Holozän, eventuell Teile des Spätglazials, zur Verfügung. Andererseits muß bei der Annahme eines interglazialen Alters - wie sie JOHN (1972) vorschlägt - geklärt werden, wie die Gerölle die letzte Eiszeit im Bereich des kleinen Paßes überstanden haben.

Wir neigen deshalb dazu, zumindest die Riegelserie ins Postglazial, in das Holozän, zu stellen. Das bedeutet, daß wir für die letzten 10 000 Jahre oder weniger eine isostatische Landhebung von mindestens 20 m annehmen müssen. Zu diesem Betrag müßte dann

noch der eustatische Anstieg des Meeresspiegels seit dem Beginn der Landhebung gerechnet werden, weltweit wird mit 30 bis 100 m seit dem letzten Hochglazial gerechnet.

Nach der Eisentlastung wird die Landhebung zunächst sehr schnell vor sich gegangen sein, wie alle Kurven, etwa aus Kanada, Grönland und Spitzbergen (vgl. STABLEIN 1975, 1978, 1982) oder aus Skandinavien, belegen. Zu welchem Zeitpunkt die Hebungskurve in den flacheren Ast gekommen ist, der sich asymmetrisch dem Ausgleichszustand nähert, kann nicht festgestellt werden. Hypothetisch läßt sich hier nur feststellen, daß die Strandserie in diesen Bereich gehört. Sie dürfte danach nicht älter als maximal 4000 Jahre sein.

Problematisch wird damit jedoch das Alter der schon besprochenen Brandungsplattform in 35-40 m Höhe. Für ihre Entwicklung sind im Holozän keine Voraussetzungen gegeben. Aus diesem Grund ist anzunehmen, daß hier - zumal marine Sedimente nicht sicher nachgewiesen wurden - eine ältere Form vorliegt. Sie ist zumindest in der letzten Eiszeit noch glazial überformt worden; Täler, zum Teil Schmelzwassertäler, haben sich hier eingetieft (vgl. Kap. 7). Inwieweit im Holozän hier eine marine Überformung stattgefunden hat, ist noch nicht zu entscheiden.

Die vorstehenden Ausführungen sind noch hypothetisch. Sie sind allein aufgrund der Feldebefunde formuliert. Eine Überprüfung durch C14-Datierungen kann zumindest für die unteren Strandwälle exaktere Alter liefern und damit neues Licht auf die geomorphologische Entwicklung des Gebietes werfen.

7 MESORELIEFFORMEN - HÄNGE, TÄLER, KÜSTEN

Die Formen des Mesoreliefs mit einer Basisbreite über 100 m, die Hänge, Täler und Küsten zeigen im Untersuchungsgebiet eine regionale, klimageomorphologisch charakterisierte, periglaziale Ausprägung.

7.1 Strukturelle Formen

Dabei sind die endogenen Strukturen der unterschiedlichen kristallinen Gesteinskomplexe im einzelnen durchaus mit formbestimmend. Basaltdecken, Doleritgänge, Vulkanitstöcke sind Anlaß zum Teil zu markanten strukturbetonten Formen. Plateaus, Kegel, schichtstufenartige Bergformen zeichnen die wechselnden Untergrundverhältnisse der känozoischen Vulkanite und Intrusionen nach. Auch in der kleinräumigen Hanggestaltung zeigen sich die wechselnden lithologischen Substratunterschiede in Felsklippen und Hangleisten.

7.2 Periglaziale Formung

Die rezente, periglaziale Hang- und Talformung hat die älteren glazialen Relieffzüge tiefgreifend überprägt, insbesondere durch

die Prozesse der Kryoklastik (Frostverwitterung) und Ablation (Abspülung), durch Schneeschmelze und Permafrost gesteuerte, jahreszeitlich stark schwankende Gerinnewasserführung.

7.3 Talformen

Talentwicklungen, vor allem im Südosten der Fildeshalbinsel, setzen vermutlich auf alten glazialen Tiefenlinien und "spillways" an. Im Nordwesten ist die 40 m-Plattform durch junge Täler gegliedert, die zwar zum Teil in ihrem Mittellauf tief eingeschnitten sind, aber noch kein ausgeglichenes Längsprofil aufweisen. Das ist aufgrund der postglazialen Hebung mit der zunächst vom Unterlauf ausgehenden Verstärkung der Tiefenerosion und bei der durch kleine Einzugsgebiete beschränkten fluvialen Dynamik verständlich.

Charakteristisch sind für die größeren und kleineren Täler die ausgeprägte Talsohle und das oft diffuse Gerinne mit Zeichen schwankender Wasserführung. Kleinere Tälchen der Nordwestplattform zeigen auch noch im Sommer streckenweise Schneeplobmierungen. Dadurch wird die Erhaltung der steilen Talflanken mit oft scharfen Hangfußknicken verständlich. Das Gerinne führt in schmalen Eiskanälen unter der bis mehrere Meter mächtigen Schneedecke durch. Unter der Schneedecke konnte zum Teil eine bis einige Dezimeter mächtige "Basiseissschicht" beobachtet werden. Auf diesen Basiseiseffekt wird die an vielen Tälchen auffällige Planierung der Talsohle zurückgeführt. Neben Tälern mit Sohlen- und Muldenquerprofil treten auch Kastentäler, Kerbsohlentäler und einzelne Schluchttäler auf.

Die fluviale Sedimentdecke in den Tälern entspricht einer rezenten bis subrezentem, episodischen Durchgangssedimentation, die immer wieder mit verlagernden Gerinnebetten des pendelflußartigen, anastomisierenden Abflusses umgelagert werden kann. Die Sedimentdecke ist daher meist geringmächtig, und das Anstehende tritt auch im Talsohlenbereich immer wieder an die Oberfläche.

Obwohl eine durch Tieftauen in dem kryoklastisch aufbereiteten Talgrund gesteuerte Tiefenerosion nicht nachweisbar ist im Sinne des "Eisrindeneffekts" nach BÜDEL (1969), ist der Permafrost im Hang- und Sohlenbereich der Täler die entscheidende Steuerung für den Abfluß und seine Transportleistung im Jahresgang.

7.4 Periglaziale Kliff- und Buchtenküste

Der perimarine Bereich wird von einem Wechsel zwischen geröllreichen Buchten und klippenreichen, meist steilen Kliffküsten bestimmt. An der Gestaltung der Küsten ist insbesondere an den Kliffabschnitten eine intensive Eisfußbildung beteiligt. Wo die Kliffs unmittelbar zum Meer abfallen, sind kaum Haldenbildungen vorhanden, während nicht vereiste Steilhänge meist in ausgedehnten Felshalden auslaufen. Zur Drakepassage ist den Kliffs und Buchten eine kilometerbreite Abrasionsplatte in intensiver, aktueller Weiterbildung vorgelagert, der kleinere und größere Klippen und steilwandige Felsinseln aufsitzen. Der Prozeß der Bildung dieser breiten Abrasionsplatten kann nicht allein auf Wellenwirkung und Brandung zurückgeführt werden, sondern muß vielmehr als ein kryogener, mariner Bildungsprozeß gesehen werden.

7.5 Frosthänge

In grobblockig verwitternden Gesteinen bilden sich typische "Steinschlagfrosthänge" mit steilen Frostkliffs als Oberhangversteilung und anschließenden Streckhangabschnitten aus, die sich aus kurzen, gravitativen Halden mit Übergang zu ablualen von oberflächlicher Schmelzwasserabspülung geprägten Hangabschnitten entwickeln. Neben den gestreckten Haldenhängen treten auch rein denudative "Ausgleichsfrosthänge" in der Gestalt von geglätteten Hängen mit schluffreichen Lockerdecken auf. Die Ablation, die periglaziale Abspülung, bei der Schneeschmelze auf den Hängen ist wohl die Hauptursache der Glättung. Darauf weist auch die oberflächliche Pflasterung (Kies-Korngröße) hin.

Die Hänge bleiben vorherrschend unzerschnitten, nur wo bei größerem Einzugsgebiet perennierender Abfluß vorhanden ist, durch den rückschreitend die Erosion erfolgen kann, treten Zerschneidungsformen auf den Hängen auf. Perennierende Schneeflecken bringen meist keinen kontinuierlichen, oberflächlichen Abfluß am Hang. Die durch die verzögerte Schneeschmelze während des Sommers durchfeuchteten von Verwitterungsmaterial bedeckten von Permafrost unterlagerten Hänge entwässern diffus über den subkutanen Zwischenabfluß (Interflow). Die zahlreichen, großteils mehrjährigen Schneeflecken bewirken eine allgemeine Nivation. Sie schafft Hangdellen und akzentuiert stellenweise konkave Hangknicke und Hangverflachungen, führt jedoch nicht zu einer Zerschneidung der Hänge.

Im Gegensatz zu den aus ozeanischen, arktischen Bereichen als typisch beschriebenen zerschnittenen "Dreieckshängen" (BÜDEL 1968, BARSCHE 1981) finden sich im Untersuchungsgebiet keine entsprechenden Formen. Auch vor Stufenwänden, in denen sich Steinschlaggrinnen bilden, sind die Unterhänge meist unzerschnitten.

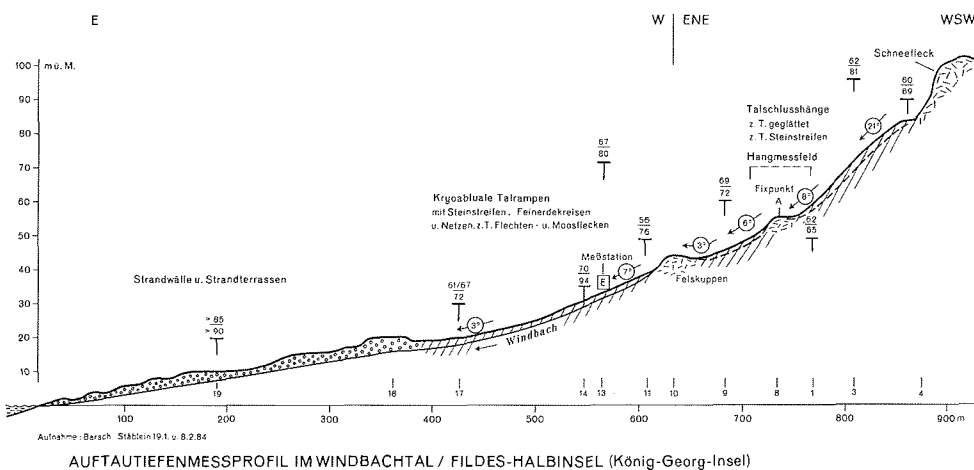
Schwemmschutt und Kryosolifluktuationsloben treten selten hangformend auf. Nivation und marine Kliffbildung modifizieren die Hangformen. Häufig ist die Hangentwicklung auf lokale Denudationsniveaus eingestellt, die strukturell durch die Gesteinsverhältnisse bedingt sind. Die Hänge sind im allgemeinen steil, zeigen aber ein breites Spektrum von 11-70° Neigung.

8 PERMAFROST

Nach den ersten Untersuchungen im Südsommer 1982/83 haben BARSCHE & STABLEIN (1983) unter Einbeziehung theoretischer Überlegungen und Berechnungen die Hypothese vertreten, daß die gesamte Fildeshalbinsel zum kontinuierlichen Permafrostgebiet zu zählen ist, obwohl die Jahresmitteltemperaturen (vgl. Kap. 3) um -3°C dafür relativ hoch sind. In arktischen Gebieten rechnet man erst ab Jahresmitteltemperaturen unter -7°C (vgl. WASHBURN 1979) mit kontinuierlichem Permafrost. Im Rahmen unserer Feldarbeiten haben wir diese Hypothese für den Bereich der Fildeshalbinsel überprüft und bestätigt. Neben den bereits von BARSCHE & STABLEIN (1983) aufgeführten Indikatoren für Permafrost, wie Steinpolygone mit mehr als 1 m Durchmesser und Amundsen-Ringe von ähnlicher Größe,

treten auch auf der Fildeshalbinsel aktive Blockgletscher in Westexposition in Höhen von 50 m über dem gegenwärtigen Meeresspiegel auf. Im Gebiet von Punkt Henneguin (vgl. Abb. 2) stoßen sie sogar bis in das Meer vor. Auch sie sind ohne Permafrost undenkbar (vgl. BARSCH 1977).

Zusätzlich wurde systematisch die Auftautiefe durch Pürckhauer-Bohrungen festgestellt. Besonders im Windbachtal ist gleich zu Beginn der Feldarbeiten am 19.1.84 ein 1 km langes Profil geschlagen und am 8.2.84 wiederholt worden (Abb. 14 und Tab. 3). Es ist festzuhalten, daß bereits Mitte Januar - von besonderen Situationen abgesehen - auf den Hängen und im Talbodenbereich bereits nahezu die maximale Auftautiefe erreicht war. In den folgenden drei Wochen ist in der Mehrzahl der Meßpunkte ein nennenswertes Absinken der Permafrosttafel nicht mehr erfolgt.



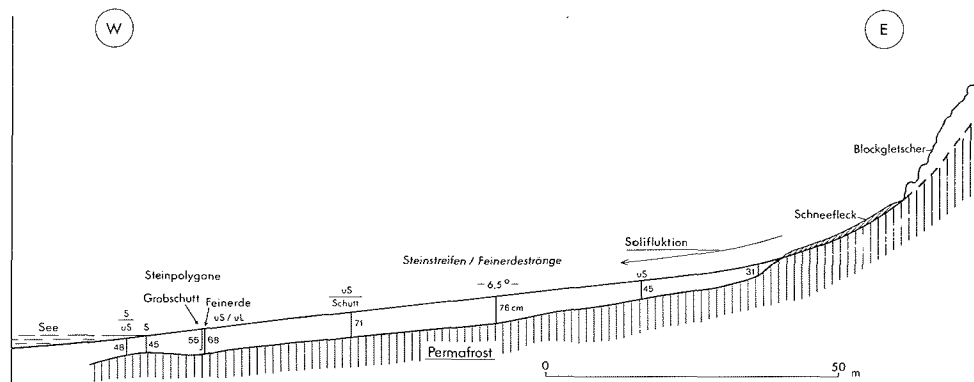
AUFTAUTIEFENMESSPROFIL IM WINDBACHTAL / FILDES-HALBINSEL (König-Georg-Insel)

Abb.14: Permafrostmeßprofil im Windbachtal.

Dies kann zum Teil durch die Witterung erklärt werden (vgl. Kap. 5). So ist die erste Hälfte des Januar 1984 durch einige seltene Schönwettertage bestimmt gewesen. In dieser Zeit wurde offensichtlich das Auftauen der dunklen Bodenoberfläche stark gefördert. Dagegen ist trotz der relativ höheren Einstrahlung die Schneeschmelze verzögert abgelaufen, so daß die Schneebedeckung im Januar und Februar 1984 sehr viel flächenhafter war als im Januar 1982 bei unserem ersten Besuch. In kontinentalen Gebieten in der Arktis, wie zum Beispiel in Nord-Elsemere-Island (vgl. BARSCH & KING 1981), ist der Ablauf der Schneeschmelzereignisse genau umgekehrt. Die Schneeschmelze ist dort bereits zu einem Zeitpunkt weitgehend abgeschlossen, zu dem der Unterboden noch gefroren und die Bodenoberfläche nur leicht angetaut ist. Das dürfte in kontinentalen, polaren Periglazialgebieten eine Folge der sehr tiefen Wintertemperaturen sein. Die extreme winterliche Auskühlung des Bodens erfordert erhebliche Wärmemengen für den Tauvorgang. Dazukommt im Bereich des arktischen Vergleichsgebietes, Oobloyah-Bay, die dichte Tundrenvegetation, die eine zusätzliche Sperre bei der Bodenerwärmung darstellt. Tundrenvegetation tritt aber auf der Fildeshalbinsel nur lückenhaft stellenweise auf.

Die unterschiedlichen mesoklimatischen Verhältnisse beider Gebiete können durch die maximalen Lufttemperaturen, gemessen in der Wetterhütte 2 m über Grund, charakterisiert werden. Während im Bereich Oobloyah-Bay im Sommer 1978 maximal +18°C (vgl. FLÜGEL 1981) gemessen wurden, beträgt das absolute Maximum der fünfjährigen Reihe (1976-1980) der meteorologischen Station Frei nur +8,7°C. Dies erklärt auch die verzögerte Schneeschmelze auf der ozeanisch bestimmten Fildeshalbinsel, die sich über mehrere Wochen erstreckt, während die Schneeschmelze im Oobloyah-Tal schon nach wenigen Tagen weitgehend abgeschlossen ist.

Die Entwicklung der Auftauschicht ist wesentlich abhängig vom Rückgang der Schneebedeckung, den edaphischen Bedingungen des Standorts und den thermischen Verhältnissen der bodennahen Luftschicht (vgl. Abb. 15 und Tab.4).



Auftautiefen (cm) / Permafrosttafel westlich des zentralen Berglandes : King-George - Insel, Antarktis

Abb.15: Auftautiefenprofil nordwestlich der Zentralberge.

Bei unseren Bohrungen auf der Fildeshalbinsel haben wir immer versucht, auch die obersten Teile des Permafrostes mitzuerfassen. Dabei hat sich gezeigt, daß 5-10 cm unter der Permafrosttafel vom 19.1.1984 ein sehr eisreicher Permafrost ansteht, der stellenweise im Bohrkern durch 1-2 cm dicke Eisbänder gekennzeichnet ist. Es handelt sich hier um Seggregationseis, das als Anzeichen für die durchschnittliche Lage der Permafrosttafel zu deuten ist.

In keiner Bohrung haben wir Hinweise gefunden, die Gebiete ohne Permafrost anzeigen. Nach dem bisherigen Feldbefund muß davon ausgegangen werden, daß die Fildeshalbinsel von kontinuierlichem Permafrost unterlegt ist. Das wird auch durch die Beobachtung am "Tiefensee" im Hinterland der Schiffsbucht belegt. Nach der Schneeschmelze ist der See, der etwa 315 x 252 m mißt und bis maximal 16 m tief ist somit ca. 56 000 m³ Inhalt aufweist (vgl. SAE-Bull. 85 1973: 8-21), ohne oberirdischen Abfluß. Den frischen Strandlinien nach verliert der See jedoch auch weiterhin Wasser in nicht unerheblichem Umfang. So lag der aktuelle Wasserstand am 4.2.1984 1,35 m unter der Paßhöhe, die den überirdischen Auslaß aus dem Seebecken markiert und an der ein kleines Tälchen nach außen, nach Südosten, ansetzt (vgl. Abb. 16). Dem Tälchen entspringt eine Quelle, die 10 l/s schüttete. Die Temperaturen waren wie folgt (4.2.84, 15.00 h):

Lufttemperatur: 4,3°C
Gesteinsoberflächen: 9,1°C
Seewasser (Oberfläche): 7,2°C
Quellwasser: 2,5°C

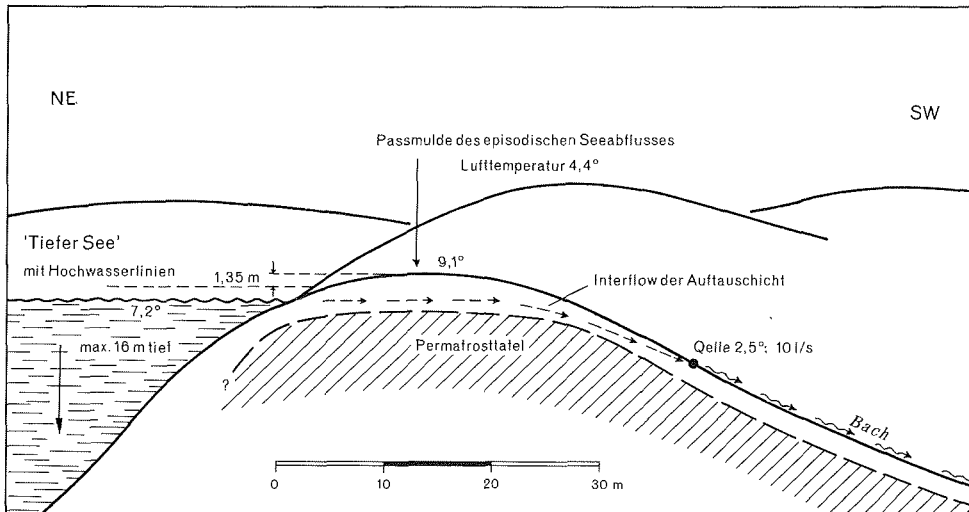


Abb.16: Permafrostprofil am Tiefensee.

Das scheint zu belegen, daß das Wasser der Quelle über Permafrost fließt und sich dabei entsprechend abkühlt. Unter dem 16 m tiefen See ist nach gegenwärtigem Kenntnisstand nicht mit Permafrost zu rechnen (vgl. STABLEIN 1979 und WASHBURN 1979). Daß jedoch der Paß selbst von Permafrost unterlagert wird, läßt sich nur mit der Existenz kontinuierlichen Permafrostes befriedigend erklären.

Da Seen im Permafrostgebiet, die ihrer Tiefe wegen im Winter nicht frieren, selbst nicht vom Permafrost unterlegen sind, üben sie stets auf ihre unmittelbare Umgebung einen gewissen Einfluß aus. Im vorliegenden Fall ist er recht klein, das spricht auch für die Existenz von kontinuierlichem Permafrost in der weiteren Umgebung.

Die Gesamtmächtigkeit des Permafrostes auf der Fildeshalbinsel ist bisher nicht festgestellt worden. Aufgrund der gegenwärtigen mittleren Lufttemperatur und der sommerlichen Temperaturwerte der Auftauschicht dürfte die Permafrostmächtigkeit im Durchschnitt maximal 50 m betragen.

9 KRYOGENE PROZESSE UND FROSTMUSTERFORMEN

Unmittelbar wirkt die Besonderheit der kryogenen Geomorphodynamik durch den Frostwechsel und die damit bewirkten Bodenmusterungen. Feinerdeknospen und Zellenböden, Feinerdekreise, Steinringe und Steinpolygonnetze werden an vielen Stellen der Fildeshalbinsel angetroffen. Sie sind jedoch an besondere, meist ebene bis flach-konkave, Standorte gebunden, wo Frostwechsel, Substratzusammensetzung, Entwicklung der Auftauschicht und Durchfeuchtung für

eine Formung durch Kryoturbation günstig sind. Frostbülten und palsaartige Formen sind selten; Eiskeile und Pingos fehlen ganz. Die amorphen Auftaubodenoberflächen über Permafrost überwiegen gegenüber den Frostmusterbereichen.

9.1 Kryodynamik

Voraussetzung der aktiven und leistungsfähigen Verlagerungsvorgänge (Kryoturbation, Kryostasie und Kryofluktion) ist die kräftige Kryoklastik. Durch Feuchtigkeit und Frostwechsel wird im klüftigen Anstehenden der Vulkanite und Intrusiva, die auf weiten Bereichen ohne Lockersubstratdecke unmittelbar an die Oberfläche treten, Frostschutt und Frostgrus produziert. Die Hänge werden dadurch aktiv zurückverlagert. Das anfallende Verwitterungsmaterial verfüllt nur zeitweilig und stellenweise die Hänge. Von diesen erfolgt ein kontinuierlicher Abtransport der Verwitterungsmaterialien, vermittelt über mehrjährige Zwischensedimentation und gesteuert von einem kräftigen Materialabtransport in den fluvialen Systemen der kleineren und mittleren Täler, was durch ausgeprägte Schotterbetten deutlich wird. Eine stärkere, erosive Einschneidung der Gerinne ist jedoch nur stellenweise, sowohl bei kleineren als auch größeren Bächen, zu beobachten.

Freie und stellenweise gebundene Solifluktion tritt auf den Hängen mit mehr als 2° Neigung auf. Deutliche Stufen- und Lobenformen sind selten. Steinstreifen in Dezimeterabstand sind dagegen häufig in den schneedurchfeuchteten Ober- und Mittelhangabschnitten bei grusig verwitternden Gesteinen der Frostschuttbereiche. Die Kryofluktion, die Materialverlagerung von Steinen und Feinsubstrat in der durchtränkten Auftauschicht, kann bis zu einigen Dezimetern Tiefe reichen. Da die Schneeschmelze mit der Ablation der zahlreichen Schneeflecken eine Hangdurchfeuchtung bewirkt, die den ganzen Polarsommer anhält und eine Bodenaustrocknung nur an ganz wenigen Stellen auftritt, kann die Bildung von Wanderschuttdecken die ganze Auftauperiode andauern.

Bei mächtigeren Hangschuttmassen, insbesondere vor den steilen, fossilen Kliffs und Landstufen im Kristallingestein, kommt es zusätzlich zu blockgletscherartigen Fließbewegungen von Schutt auch in gefrorenem Zustand entsprechend einer gravitativen, plastischen Deformation. Dies konnte auch durch Messungen nachgewiesen werden am Nordabfall der Zentralberge und bei Punkt Hennequin an der Admiralitätsbucht.

Neben Kryoturbation und Kryofluktion spielt auf den Hängen die Kryo-Ablation, die frostgesteuerte, weitflächige Abspülung, durch den diffusen Schmelzwassersickerstrom eine wesentliche Rolle. Diesem Prozeß wird die weitverbreitete Hangglättung zugeschrieben, eine allgemeine Nivation als Niveoplanation ist damit unmittelbar verknüpft. Spezielle Nivationsformen sind mit Nischenbildungen und Hangfußversteilungen bei Schneeplobierung gegeben. Durch einen entsprechenden Effekt wird bei den kleineren strecken- und zeitweise schneeplobierten Tälern der Nordwestplattform das periglaziale Sohlentalprofil akzentuiert.

9.2 Frostmusterstandorte

Die Dynamik, Weiterentwicklung und Form von Kryoturbations-

erscheinungen im Untersuchungsbereich werden bestimmt durch Bodenwassergehalt, Lage und Relief sowie die Drainage.

Der Stockwerkbau der Fildeshalbinsel zeigt Flachformen in unterschiedlicher Höhenlage, die von Kryoturbationserscheinungen geprägt sind. Alte und junge Abrasionsplattformen sowie Bergrückenniveaus werden durch Kliffs und meist strukturgestützte Landstufen getrennt. Besonders häufig sind reife Frostmusterformen, z.B. die sortierten Steinkreise mit starkem Bartflechtenbewuchs (*usnea*) auf höhergelegenen und relativ gut drainierten Geländeteilen. Die Besiedlung durch Flechten deutet dabei den recht stabilen Zustand der Bodenoberfläche an.

Dagegen finden sich aktive Steinnetze in Form von sortierten Polygonen in guter Ausprägung besonders in den stark durchtränkten tieferen Lagen, z.B. auf den Ebenheiten der Nordwestplattform, am Fuß der Zentralberge sowie auf dem Grund jahreszeitlicher Schmelzwasserseen.

Ursächliche Faktoren für eine bessere Drainage und damit für geringere, oberflächliche Materialbewegungen sind:

- flache Sattellagen oder relativ kleinflächige über das Umland aufragende Verebnungen;
- rückschreitende Solifluktion, die ehemals stationär kryoturbate Standorte erfaßt und deren Areal verkleinert, z.B. auf Ardley, wo Fließzungen und elongierte Steinringe auftreten;
- geringeres Wasseraufkommen aus Schneerücklagen;
- tiefergreifender Auftauboden.

Die winterlichen Schneerücklagen erfolgen aufgrund der starken Windaktivitäten sehr ungleich, wobei ein Lee-Effekt mit Akkumulation und Deflation auf flachreliefierten Gelände auftritt. Hinzukommen expositionsbedingtes, langsames Abschmelzen mit langanhaltendem Zuschußwasser und Überstauung im Vorland der Schneeflecken. Dies ist an vielen Stellen des 40 m-Niveaus der Nordwestplattform zu beobachten, aber auch im proximalen Bereiche der Landstufe zu den Zentralbergen.

Es ist festzustellen, daß die Verbraunung in der initialen Bodenschicht analog zu den Vorgängen der Kryoturbation auf drainierten Standorten weit intensiver auftritt als auf Wasser übersättigten Standorten. In diesen Positionen sind Kryoturbationen meist als Polygonstrukturen zu finden. Wenn überhaupt vorhanden, beschränkt sich der Bewuchs dann auf initiale Krustenflechten.

Bisher ist nicht erklärbar, wieso ein Zusammenhang besteht zwischen überstauten und wassergesättigten Standorten mit schwach entwickelten, aber aktiven Kryoturbationsformen und gut drainierten Lagen mit gut entwickelten aber wenig aktiven Frostmusterformen. Dieser Zusammenhang läßt sich auch an mehreren Stellen in Form einer Catena beobachten, so z.B. im Bereich der Nordwestplattform, wo auf einer flachgeneigten, nach Süden einfallenden Böschung in den höheren Bereichen gut entwickelte Steinringe auftreten, gegen die Senke zu aber die Frostmusterung deutlich in polygonale Formen übergeht und sich schließlich im überstauten Randbereich und im Schmelzwassersee selbst als markantes Netzmuster unter Beteiligung größerer Schuttstücke ausprägt.

10 HYDROLOGIE - ABFLUSS- UND BODENWASSERHAUSHALT

Ziel der hydrologischen Untersuchungen, die mit der Kampagne im Januar/Februar 1984 auf der Fildeshalbinsel begonnen wurden, ist die Charakterisierung der hydrologischen Dynamik in einem ozeanisch geprägten Einzugsgebiet mit unterlagerndem Permafrost. Mit den Untersuchungen, die in einer zweiten Kampagne von Oktober 1984 bis Februar 1985 fortgesetzt werden, soll ein Beitrag zur vergleichenden Darstellung hydrologischer Wasserbilanzen zwischen kontinentalen arktischen und ozeanischen antarktischen Einzugsgebieten geleistet werden. Die Untersuchungen dienen somit dem Ziel, die bisher gebräuchliche Klassifikation hydrologischer Regime in diesen Regionen auf der Basis längerfristiger Messungen zu differenzieren.

Entsprechende Untersuchungen zu diesem Thema wurden im arktischen Sommer 1978 im Oobloyah-Tal, Nord-Ellsmere-Insel/ N.W.T.-Kanada, durchgeführt (FLÜGEL 1981), mit denen die antarktischen Befunde verglichen werden können.

10.1 · Die Frage der Wasserbilanz

Untersuchungen zur Wasserbilanz von Einzugsgebieten mit unterlagerndem Permafrost wurden bisher überwiegend im nördlichen Alaska (CHACHO & BREDTHAUER 1983, DINGMANN 1971, SLAUGHTER 1971) oder in der kanadischen Arktis (CHURCH 1972, MARSH & WOO 1981, WOO & MARSH & STEER 1983, RYDEN 1977) durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten war die Charakterisierung der jeweiligen Wasserbilanzen, bei denen jedoch der Bodenwasserdrainage und dem aufgetauten Boden als Wasserspeicher wenn überhaupt, dann nur geringe Bedeutung beigemessen wurden. Auf die Bedeutung dieses hydrologischen Faktors in polaren Gebieten wurde von NAGEL (1979) hingewiesen; er wurde durch differenzierte hydrologische Untersuchungen von FLÜGEL (1981) belegt. Die Kenntnisse von Bodenwasserhaushalt und Wasserkreislauf sind zudem wichtige Voraussetzungen für geomorphologische Arbeiten in Permafrostgebieten. Für antarktische Einzugsgebiete fehlten bisher vergleichbare Untersuchungen dieser Art. Durch die begonnenen Untersuchungen auf der Fildeshalbinsel wird ein Beitrag zur Erweiterung der hydrologischen Kenntnisse von Einzugsgebieten mit unterlagerndem Permafrost geleistet.

Auf der Fildeshalbinsel wurde das 2 km² große Einzugsgebiet des Windbachs südöstlich der chilenischen Station Teniente Marsh instrumentiert (vgl. Abb.3). Differenziert gemessen wurden zur Frage der Wasserbilanz der tägliche Gang von Niederschlag, Lufttemperatur und Luftfeuchte, Schmelzrückgänge der Schneeflecken, Bodenwasserdrainage in mehreren Hangstationen und Abfluß des Windbachs. Ergänzend wurden Wasserproben aus dem Vorfluter, den Niederschlägen, dem Schneeschmelzabfluß und dem Bodenwasser entnommen und später im Labor in Heidelberg hydrochemisch untersucht (vgl. Kap.11, Abb. 22, 23).

10.2 Installation und klimatische Parameter

Zur Durchführung der geplanten Untersuchungen wurden verschiedene Installationen eingerichtet:

- Da Tensiometer in einem solchen Klima wegen der nächtlichen Frostgefahr nicht eingesetzt werden können, wurde eine neuartige von FLÜGEL konstruierte Meßzelle, mit der die Bodenfeuchte auf elektronischem Weg gemessen werden kann, eingesetzt. Die wurden an automatische Datenerfassungsanlagen angeschlossen, die aber infolge des feuchtkalten Klimas nicht einwandfrei arbeiteten, daß auf die tägliche Messung mit einem Handablesegerät zurückgegriffen werden mußte.
- Im oberen Windbachtal wurde in einer Höhe von ca. 35 m eine hydrometeorologische Station eingerichtet, bestehend aus einem Regenschreiber, vier Regensammlern und einer Wetterhütte mit Thermohygrographen.
- An der Mündung des Windbachs wurde beim Durchbruch durch den küstennahen Strandwall (Strandserie, vgl. Kap. 6) ein registrierender Wasserstandspegel installiert, der durch die Vermessung des Geschwindigkeitsprofils bei verschiedenen Wasserständen mit einer Abflußkurve geeicht wurde.

Als Jahresmittel errechnen sich aus den Werten der sowjetischen Station Bellingshausen, die in rund 1 km Entfernung vom Windbachtal unmittelbar neben der chilenischen Station Teniente Marsh liegt, für das Jahr 1983 die folgenden regionalklimatischen Mittelwerte (vgl. Abb. 6):

Lufttemperatur	-1,7°C
Luftfeuchte	88 %
Windgeschwindigkeit	7,6 m/s
Einstrahlungsdauer	2,6 h/d
Niederschlagssumme	637,3 mm

Für den Untersuchungszeitraum 23.1.-6.2.1984 wurden aus den Tageswerten an der Station im Windbachtal die folgenden Parametermittel berechnet (vgl. Abb. 20):

Lufttemperatur	0,3°C
Luftfeuchte	93 %
Windgeschwindigkeit	5,0 m/s
Einstrahlungsdauer	3,2 h/d

10.3 Hydrogeologie und Bodenphysik

Die König-Georg-Insel ist vor allem vulkanischen Ursprungs, vorherrschend sind Basalte und Andesite, eingelagert sind Areale mit vulkanischer Asche. Im Postglazial hob sich die Insel als Folge des Gletscherabschmelzens sukzessive. Diese Hebungsbewegungen werden durch alte Abrasionsplattformen und subrezente Strandwälle belegt (vgl. Kap. 6, Abb. 13). Die Wasserscheide verläuft auf der eisfreien Fildeshalbinsel in Nordsüd-Richtung. Nach Osten hin verlaufen breite Täler mit unausgeglichenem, gestuftem Gefälle, in denen die jeweiligen Vorfluter liegen. Eines der größten dieser Täler im Südosten der Station Teniente Marsh, das vom Windbach entwässert wird, wurde als hydrologisches Untersuchungsgebiet ausgewählt.

Das in Abbildung 17 gezeigte Einzugsgebiet des Windbachs ist durch steile Bergrücken in verschiedene Teilareale untergliedert.

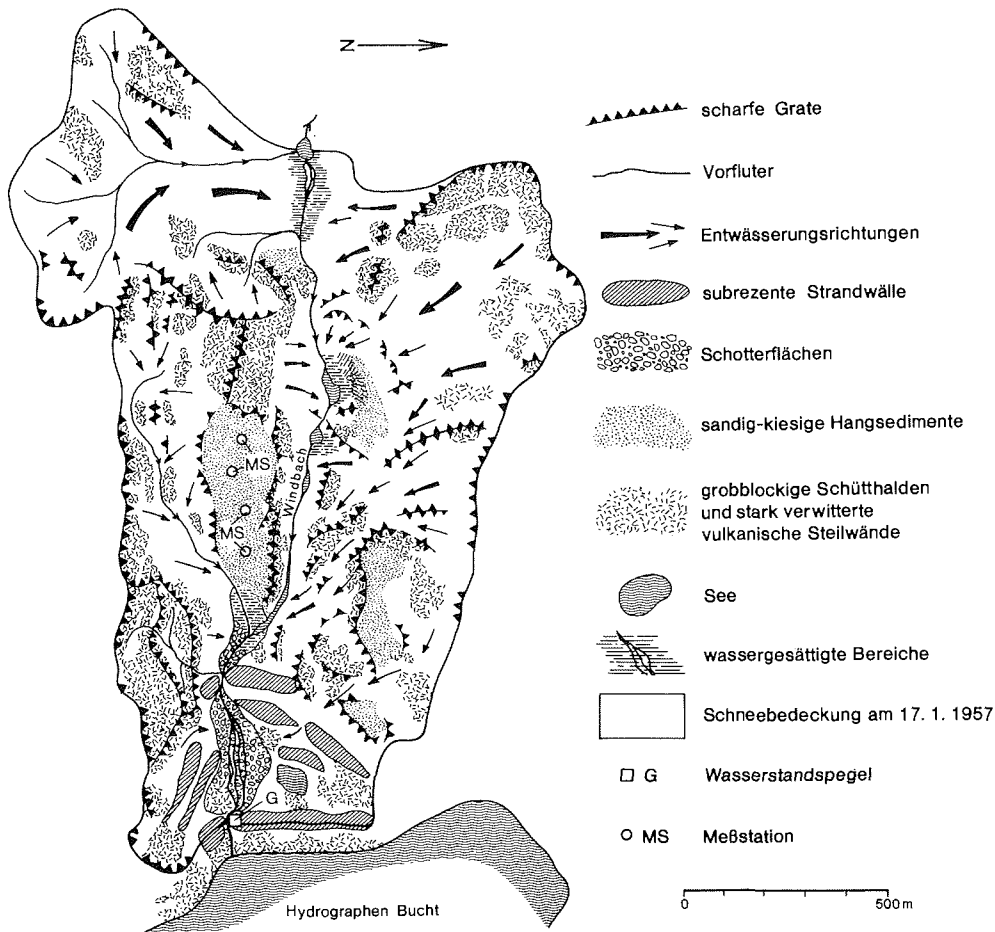


Abb.17: Geomorphologie des Windbachtals.

Hydrogeologisch lassen sich in diesen Abschnitten die folgenden Sedimentareale ausweisen:

- steil geneigt, mit wenig Verwitterungsschutt bedeckte Bergflanken, vor allem an der westlichen Begrenzung des Einzugsgebietes;
- feinmaterialarme Grobschutthalde am Fuß von Steilkanten, vor allem im Bereich des Bachlaufes;
- flachgeneigte, schuttärmere Hänge im Norden und Süden, von denen der "Meßhang" im oberen Talabschnitt am ausgeprägtesten ist. Dort wurden auch die Solifluktionmessungen; sowie Abtragungsmessungen durchgeführt (vgl. Kap. 13);
- Grobschotterbereiche östlich des ersten subrezenten Strandwalls;
- subrezente Strandwälle im Osten des Einzugsgebietes.

Auf dem "Meßhang" wurden an insgesamt vier Stellen Bodenprofile gegraben, von denen gestörte und ungestörte Sedimentproben entnommen wurden. Die Korngrößenverteilungen der Profile zeigen

nur geringfügige Unterschiede (Abb.18). Einzig das Profil "Meßhang-oben", im oberen Hangdrittel gelegen, zeigt einen höheren Anteil an Grobkies, während die anderen Profile mehr Sand und Feinkies aufweisen. Nur aus den oberen 20 bis 30 cm der Grus- und Feinerdeauflage aller Grabungen konnten ungestörte Proben entnommen werden. Darunter verhinderte der dicht lagernde Grobschutt eine weitere Probennahme. An den Stechzylindern wurden das Gesamtporenvolumen, die gesättigte Wasserdurchlässigkeit und die Korngrößenverteilung bestimmt (Tab.5).

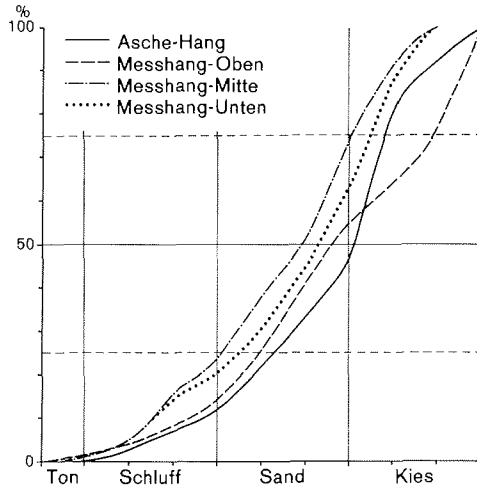


Abb.18: Korngrößendiagramme aus dem Windbachtal.

Aus den bodenphysikalischen Kennwerten ergeben sich folgende Aussagen:

- Unter Berücksichtigung des analytischen Fehlers zeigen die Proben des Meßhangs alle vergleichbare Durchlässigkeiten.
- Die im kiesigen Schotter der Talaue angelegte Grabung unterscheidet sich infolge des höheren Kiesgehaltes beim Porenvolumen und bei der Durchlässigkeit deutlich von den Hangsedimenten.
- Umgerechnet auf die Tagesgeschwindigkeiten ergeben sich Infiltrationsgeschwindigkeiten, die zwischen 80 und 370 cm/d liegen. Diese Werte stellen eine wesentliche Information bei der Interpretation der Bodenfeuchtemessungen dar.

10.4 Hydrologie

Die Ergebnisse der hydrometeorologischen Messungen ergeben folgendes Bild für die einzelnen Bilanzparameter (vgl. Kap.5 und Abb.19, 20). Die Niederschläge sind über den gesamten Untersuchungszeitraum verteilt. Bei täglichen Windgeschwindigkeiten von mehr als 12 m/s zeigten die durchgeführten Messungen der Bodenfeuchtigkeiten keine nennenswerte Speicherung von Niederschlagswasser im Boden. Dies wird erklärt als Folge der Wasserdurchlässigkeiten, die auf dem Meßhang zwischen 80 und 260 cm/d liegen. So ist ein Großteil der Niederschläge bereits versickert und in den unterliegenden Schutt abgeflossen, als die Messungen durchgeführt wurden. Hier hätte stündliche Registrierung gewiß zu einer modifizierten Aufzeichnung geführt.

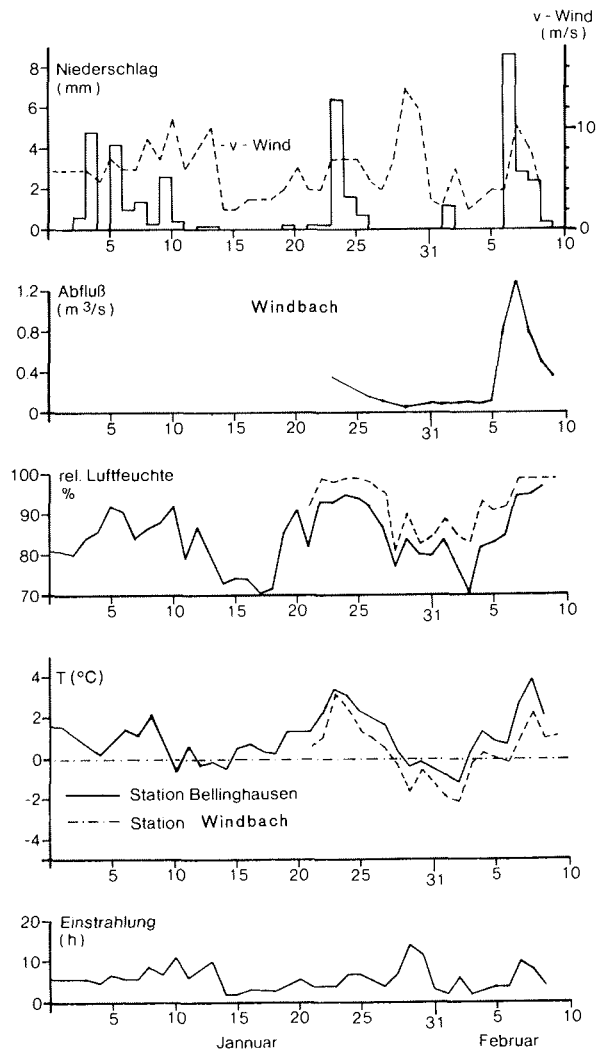


Abb.19: Hydrometeorologischen Parameter im Windbachtal im Januar und Februar 1984.

Die hohen Luftfechtigkeiten, die niedrigen Tagestemperaturen und die geringe Einstrahlung zeigen, daß die Verdunstung nur von geringer Bedeutung sein kann.

Der Abfluß des Windbachs reagiert sehr direkt, d.h. mit nur geringer Verzögerung, auf die Niederschläge von Anfang Februar. Der Abfluß steigt steil von 70 l/s auf über 1 200 l/s an. Mit abnehmendem Niederschlagseintrag fällt auch der Abfluß exponentiell ab (Abb.21).

Vergleicht man jedoch unter der Annahme, daß der gemessene Niederschlagseintrag gleich dem abflußwirksamen Effektivniederschlag ist, den stündlichen Effektivinput mit dem am Pegel gemessenen Abflußoutput, so wird, wie Abbildung 21 zeigt, klar, daß letzte-

rer um ein Vielfaches höher liegt. Die berechnete Abflußkurve (Pegeleichung) ist mit einem Bestimmtheitsmaß von $B = 0,97$ statistisch sehr gut gesichert, so daß eine zufällige Abweichung mit hoher Wahrscheinlichkeit auszuschließen ist. Der zusätzlich gemessene Abfluß muß demnach als Schmelzwasserzuschuß aus den noch vorhandenen Schneeflecken gedeutet werden, die als Folge der Niederschläge und der höheren Tagestemperaturen verstärkt abtauen.

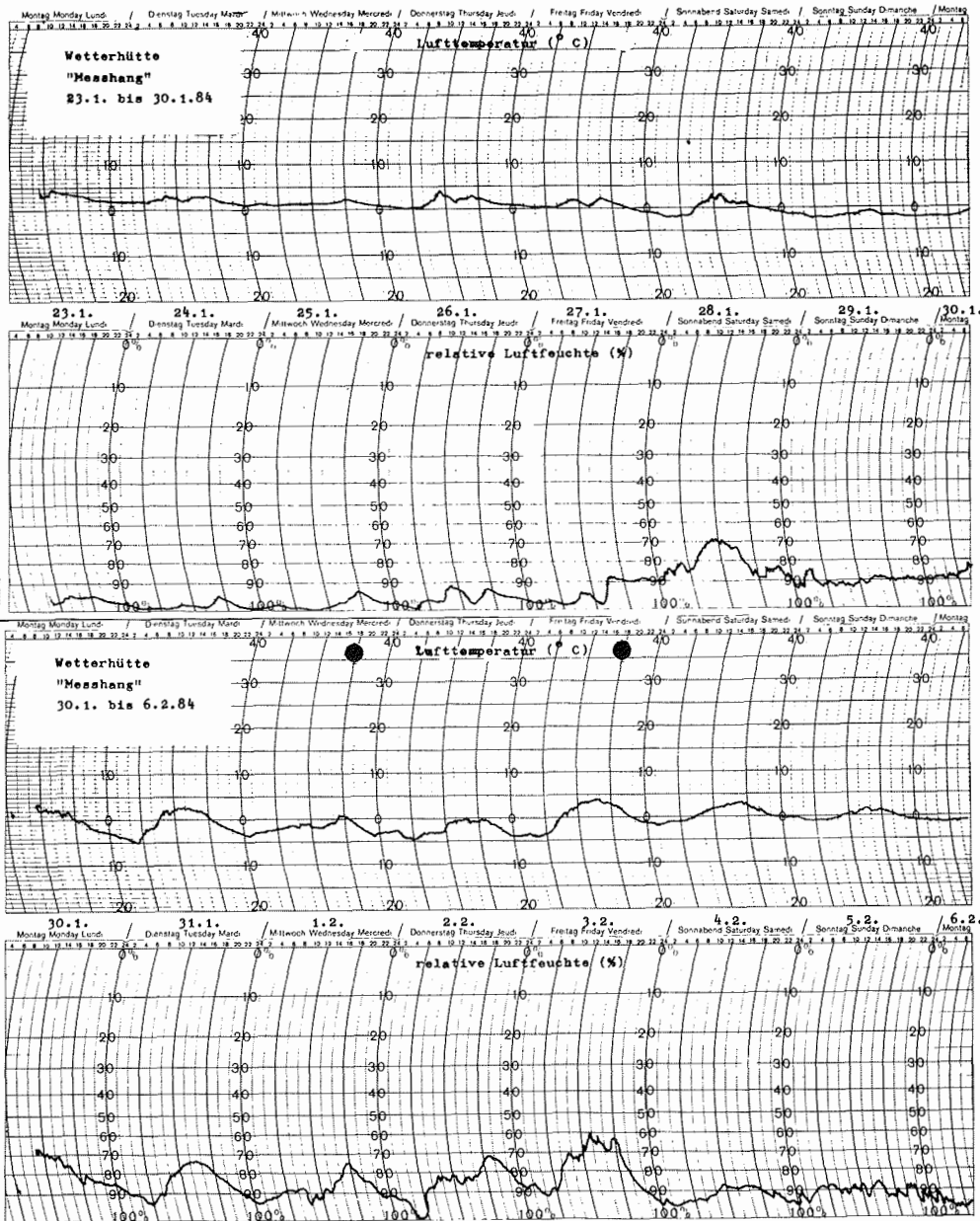


Abb.20: Meßstreifen der Lufttemperatur und der Luftfeuchte an der Station im Windbachtal.

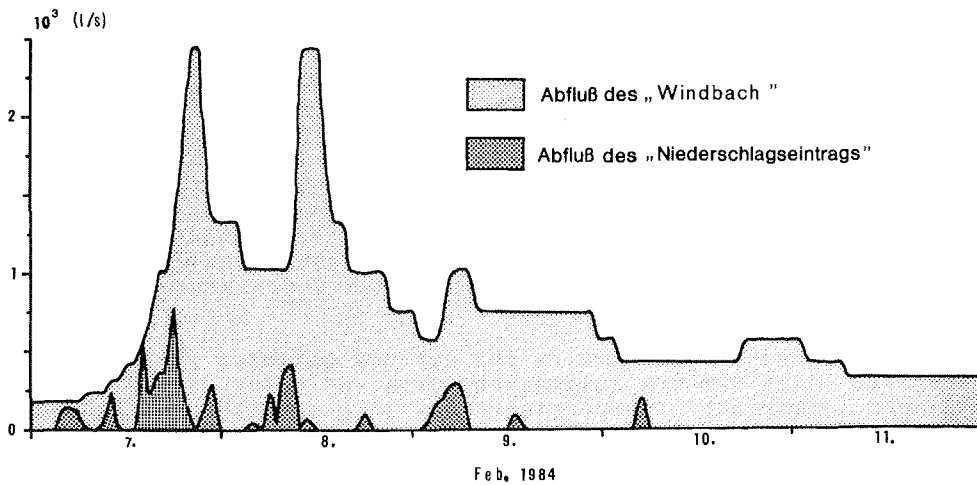


Abb.21: Diagramm des Abflußoutputs des Windbacheinzugsgebietes.

10.5 Wasserbilanz

Obwohl der Untersuchungszeitraum nur kurz war, läßt sich für die Zeit der Feldmessungen unter Berücksichtigung der vorhandenen meteorologischen Daten eine erste überschlägige Bilanzierung des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet des Windbachs aufstellen.

Als erstes ist hierzu der aus dem Winter 1983 übernommene und beim Beginn der Schneeschmelze vorliegende Schneeinput abzuschätzen. Dies ist aufgrund der vorhandenen Tageswerte von Temperatur und Niederschlag möglich. Dabei kann davon ausgegangen werden, daß die Verdunstung in den Wintermonaten April-November etwa gleich Null ist, so daß sich die Werte für den potentiellen sommerlichen Abfluß und für die winterliche Schneespeicherung in Tabelle 6 aus den monatlichen Niederschlagssummen ergeben. Die Werte zeigen ein Überwiegen der Wasserspeicherung in der winterlichen Schneedecke. Dieser Wasserspeicher beginnt mit der Schneeschmelze ab Beginn Dezember abzufließen. Bezogen auf das Einzugsgebiet mit $1,8 \text{ km}^2$ Fläche entspricht diese Schneedecke einem Volumen von 729 000 m^3 , das in den folgenden Sommermonaten durch Kälteeinbrüche verzögert zum Abfluß kommt.

Für den Untersuchungszeitraum läßt sich mit Hilfe der vorliegenden Meßwerte die Wasserbilanz aufstellen (Tab.7). Für das Einzugsgebiet des Windbachs können folgende Aussagen im Hinblick auf die sommerliche Wasserbilanz gemacht werden:

- Die Wasserspeicherung in der winterlichen Schneedecke liegt bei etwa 730 000 m^3 .
- Von diesem Wasserreservoir flossen in der Zeit zwischen dem 27.1. und dem 11.2.1984 rund 380 000 m^3 ab, das sind 52%. Unter der Annahme, daß der Differenzbetrag in den 60 Tagen zuvor abgeflossen ist, entspricht diese Wassermenge einem mittleren täglichen Abfluß von 67 l/s , der dem Basisabfluß des Windbachs in der Trockenwetterperiode zwischen dem 28.1. und dem 5.2.1984 entspricht.
- Eine längerfristige Bodenwasserspeicherung wurde nicht beobachtet.

tet.

- Die Verdunstung ist gering und kann mit etwa 0,1 mm/d angegeben werden.

10.6 Schlußfolgerungen

Die Auswertung und Interpretation der im Januar/Februar 1984 auf der Fildeshalbinsel durchgeführten hydrometeorologischen Untersuchungen erlauben eine erste Abschätzung des Wasserhaushalts eines antarktischen, ozeanisch geprägten Einzugsgebietes am Beispiel des Windbachs. Die vierwöchigen Geländemessungen erbrachten folgende Resultate:

- Die Dauer der Schneeschmelze ist auf den gesamten Zeitraum des antarktischen Sommers ausgedehnt. Ursachen dafür sind die geringen sommerlichen Temperaturen und die noch während des Sommers einkommenden Schneefälle.
- Der untersuchte Fluß reagiert mit nur geringer Verzögerung auf die häufigen Schneefälle. Diese bewirkten einen verstärkten Schmelzwasserabfluß, der um ein Vielfaches über dem möglichen Niederschlagsabfluß lag.
- Die grobkörnigen Sedimente auf dem untersuchten Hang entwässern zeitgleich mit dem Auftauvorgang und ohne größere Unterschiede, da sie vergleichbare Korngrößenverteilung haben. Von den oberhalb liegenden Schneeflecken infiltrierte Schnee-Schmelzwasser in das aufgetaute Sediment, indem es hangabwärts in einer breiten, wassergesättigten Zone, über kurze Hangstrecken teilweise auch oberflächlich, abfließt.
- Die für die dreiwöchige Geländemeßperiode errechnete Wasserbilanz belegt die Bedeutung der kontinuierlichen Schneeschmelze für den sommerlichen Wasserkreislauf auf der König-Georg-Insel. Die Evaporation ist infolge der geringen Lufttemperaturen und hohen Luftfeuchtigkeiten vernachlässigbar.

Die Ergebnisse zeigen, daß die hydrologische Dynamik dieser niederantarktischen, ozeanischen Einzugsgebiete sich wesentlich von der bekannter Systeme in kontinentalen, arktischen Bereichen unterscheidet. Dies gilt nicht nur für die Bedeutung der hydrologischen Bilanzparameter, sondern auch für ihren zeitlichen Verlauf.

11 HYDROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN UND STOFFTRANSPORT

Ergänzend zur hydrologischen Geländearbeit wurden täglich aus dem Windbach, einem Schmelzwasserbach, und aus Bodenwassersammlern, die bei den Bodenfeuchtestationen im Windbachtal eingebaut waren, Proben gezogen, die im Labor des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg untersucht wurden. Ziel dieser Untersuchungen ist es, die auf der Wasserbilanz basierenden Aussagen durch hydrochemische Meßreihen abzusichern und die Grundlagen für weiterführende Untersuchungen zu erarbeiten.

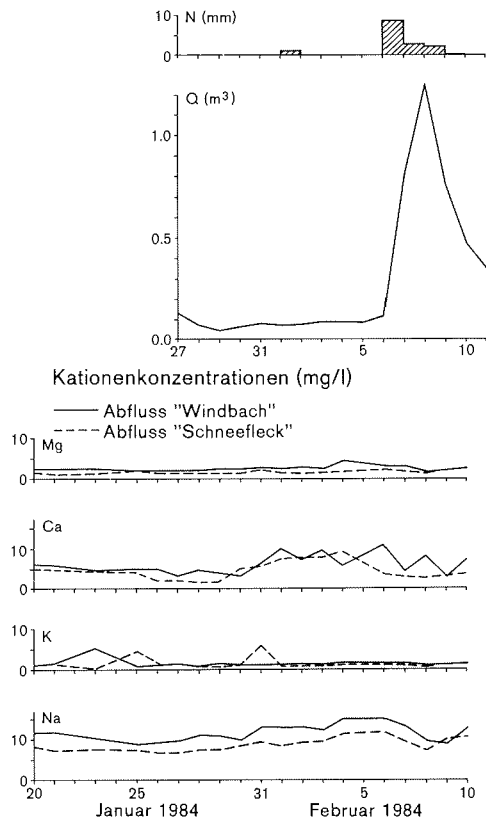


Abb.22: Kationenkonzentrationen des Windbaches und eines Schneefleckabflusses.

Die Kationenkonzentrationen des Windbaches und des Schmelzwasserbachs wurden bestimmt (Abb.22). Die Werteverteilungen zeigen:

- Aussagekräftige Konzentrationsunterschiede treten nur bei den Ca- und den Na-Konzentrationen auf.
- Die Konzentrationen dieser beiden Ionen liegen im Schmelzwasserbach deutlich unter denen im Windbach.
- Während des Abflußanstiegs gehen die Konzentrationswerte in beiden Vorflutern infolge der vermehrten Einspeisung von Schneeschmelzwasser zurück, um beim Rückgang des Abflusses wieder anzusteigen.
- Während der Trockenwetterperiode zwischen dem 27.1. und dem 5.2.1984 zeigt der Anstieg der Konzentration in beiden Vorflutern den vermehrten Bodenwasserabfluß an.

Aus dem Vergleich der Kationenkonzentrationen von Bodenwasser und Windbach (Abb.23) lassen sich folgende Aussagen ableiten:

- Ähnlich wie bei den Kationenkonzentrationen der Bäche wird auch aus den Bodenwasserproben deutlich, daß die Mg- und K-Ionenkonzentrationen keine signifikanten Unterschiede zeigen.
- Die Na-Gehalte liegen bei allen Bodenwasserstationen höher als beim Windbach.
- Die Ca-Konzentrationen in den Stationen "Meßhang-Mitte" und

"Aschehang" verlaufen ungestört, wohingegen die Station "Meßhang-oben" signifikante Abweichungen aufweist, die allerdings mit dem vorhandenen Wertematerial noch nicht geklärt werden können.

- Die Ca-Konzentrationen des Windbachs ähneln in ihrem Verlauf denen der Bodenwasserstation "Meßhang-oben". Ob sich hier ein repräsentativer, ursächlicher Zusammenhang andeutet, ist Aufgabe weiterführender Untersuchungen.

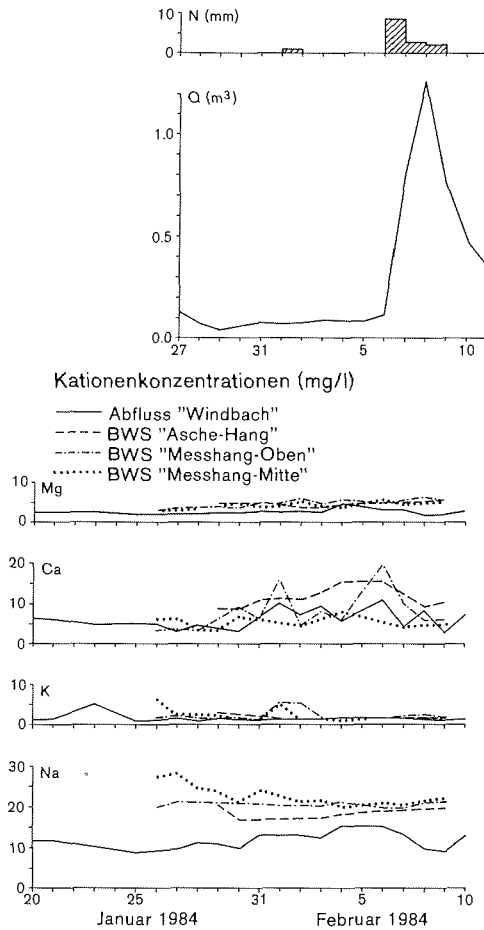


Abb.23: Kationenkonzentrationen des Bodenwassers am Meßhang und des Windbaches.

Insgesamt zeichnen sich alle Wasserproben durch recht hohe Konzentrationswerte von Na-, Ca- und Cl-Ionen aus, die vorwiegend durch die sommerlichen Regenfälle erklärt werden können, die vom Meer kommend deutlich höhere Gehalte dieser Elemente aufweisen. Dennoch zeigen die Werte der Bodenwassersammler, daß Lösungsprozesse im Boden stattfinden müssen, da die mit durchschnittlich pH 5,4 fallenden Niederschläge zu keiner Versauerung des Bodenwassers führen, dessen pH-Werte zwischen 6,9 und 7,5 schwanken. Offensichtlich haben diese Sedimente ein gutes Pufferungsvermögen, wodurch die Kationengehalte des Bodenwassers ansteigen. Im

Vergleich zu den Regenniederschlägen liegen die entsprechenden Elementkonzentrationen der untersuchten Schneeproben und Schneeniederschläge deutlich tiefer und auch noch unter den mittleren Gehalten des Windbachs. Nur bei Abflußanstieg fallen seine Werte auf das Niveau der Schneeproben ab und belegen so die in Kapitel 10.5 dargestellte hydrologische Interpretation der Abflußwerte zwischen dem 7. und 10.2.1984.

Von Frau Vivian MONTESINO, die in einem Projekt der Katholischen Universität Santiago limnologische Studien auf der Fildeshalbinsel durchführte, wurden freundlicherweise Wasserproben aus verschiedenen Seen und Wassertiefen zur Verfügung gestellt, die ebenfalls im Labor des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg untersucht wurden. Es sollte damit die Frage geklärt werden, ob die Seen hydrochemisch mehr dem Schmelzwasserabfluß oder dem Bodenwasser zuzuordnen sind. Die untersuchten Proben von zwei Seen aus Wassertiefen zwischen 0,2 und 10,0 m liegen alle auf dem Konzentrationsniveau der Bodenwasserproben und deutlich über den Elementgehalten des Schmelzwasserabflusses und des Windbachs. Durch diese hydrochemischen Untersuchungen kann der Bodenwasserzufluß als bestimmender Inputfaktor für die Wasserversorgung der Seen herausgestellt werden.

Im ozeanisch-antarktischen Einzugsgebiet des Windbachs können hydrochemische Untersuchungen zur ursächlichen Interpretation der hydrologischen Dynamik herangezogen werden.

12 CHEMISCH-PHYSIKALISCHE VERWITTERUNG, BÖDEN UND BODENTEMPERATUREN

12.1 Verwitterungsmechanismen

Die Rolle der chemischen Verwitterung im ozeanisch geprägten periglazialen Milieu der Südshetlandinseln kann nicht losgelöst von physikalischen Prozessen und nur in Abhängigkeit vom petrographischen Inventar betrachtet werden. Neben flächenhaft unbedeutenden Vorkommen klastischer tertiärer Sedimentgesteine stehen verschiedene Vulkanite auf der Fildeshalbinsel sowie in anderen eisfreien Bereichen der König-Georg-Insel an: Andesite, Basalte, Rhyolite, Tuffe, Pyroklastika u.a.. So vielfältig ihr mineralisches Spektrum, so variabel ist auch die geomorphologische Wirksamkeit der Petrovarianz, d.h. die chemisch-physikalische Widerständigkeit gegenüber Verwitterung und Abtragung.

Im geomorphologischen Erscheinungsbild, das von glazigenen und marinen Abtragungsvorgängen maßgeblich geprägt und gegenwärtig periglazial überformt wird, setzen sich regional und lokal strukturgebundene Härtlingszüge unterschiedlicher Größenordnung durch. Es sind in erster Linie andesitische oder basaltische Gänge mit vergleichsweise dichtem Gefüge, aber unterschiedlichen Körnungseigenschaften. Hieran lassen sich die für diesen Klimabereich der Antarktis typischen Zersatzvorgänge demonstrieren, die sich besonders in den resultierenden Stoffneubildungen von solchen in kontinental-trockenen Standorten unterscheiden (vgl. hierzu Arbeiten u.a. von CLARIDGE & CAMPBELL 1982; TEDROW & UGOLINI 1966; MIOTKE 1979, 1980).

Innerhalb der physikalischen Zersetzungsprozesse spielt in einem ozeanisch geprägten Kaltklima die Kryoklastik die quantitativ entscheidende Rolle. Intensiver - auch sommerlicher - Frostwechsel und häufige Niederschläge (Regen, Nieselregen, Schnee, Nebel) erzeugen Klaster bis zur Schluff- und Grobtonfraktion. Die Frostverwitterung ist damit auch Schrittmacher chemischer Stoffveränderungen und Stoffneubildungen.

Unter den gegebenen petrographisch-klimatischen Verhältnissen der König-Georg-Insel ist eine Kombination mechanischer, chemischer und biotischer Prozesse an der Aufbereitung des Gesteins beteiligt. An exponierten, kluffarmen Vulkaniten ist die heteroklastische Abspaltung (Gegensatz: isoklastische Zerlegung, vgl. BARSCH 1969), Abgrusung, Absanden, Abschuppung bzw. Desquamation die Folge von Temperatur-, Frost- und Hydratationswirkungen. EICHLER (1981a, b) hat in seinen Untersuchungen zur kontinentalen, hocharktischen Verwitterung die Rolle der Gesteinstemperaturen und Insolationsverwitterung unter der Beteiligung von Wasser herausgestellt. Grundsätzlich sind seine Beobachtungen und Ergebnisse - auch zur Flechtenverwitterung, Tafonierung u.a. - in das kaltefeuchte, ozeanische Antarktismilieu übertragbar. Unterschiede liegen vor allem im quantitativen und phänotypischen Bereich (Amplitude der Gesteinstemperaturen, Wasserverfügbarkeit, Prägnanz von Formen und Prozessen).

Trotz geringer direkter Insolation bzw. ganzjährig hoher Bewölkungsintensität sind strahlungsbedingte Gesteinsoberflächentemperaturen bei geschlossener Wolkendecke bis etwa 10°C auf der Filddeshalbinsel festgestellt worden. Bei leichten Aufhellungen stiegen die Temperaturen über 10°C; bei kurzen Aufheiterungen bis ca. 20°C. In Verbindung mit häufigen Benetzungen und Durchfeuchtungen geschieht Gefügelockerung bei gleichzeitig vermutlich schwacher Hydratation und Hydrolyse - bereits makroskopisch zu beobachten an Eisenausscheidungen. Saisonaler Frost wie auch sommerlicher Nachtfrost (ca. 50% Frostwechseltage im Meßzeitraum) benutzen die angelegten Fissuren und Inhomogenitäten. Es entsteht gefügekongformer Grus und Feinschutt. Die abgelösten Klaster bilden Ummantelungen an den exponierten Gesteinspartien, in denen die physikalisch-chemische Umsetzung in feuchtem Milieu zur Verbraunung und Verlehmung führt. Feinkörnige Gesteine sanden unter Kluff-erweiterung und Kantenrundung ab, so daß bisweilen wollsackähnliche Bildungen resultieren.

Exponierte Gesteine besonders dichten Gefüges sind vielfach von Krustenflechten, teils auch von Bartflechten (*Usnea fasciata*; *Usnea antarctica*) besetzt und deuten damit eine gewisse Verwitterungsresistenz an. Erst nach längerer Besiedlungsdauer zeigen sich Gefügelockerungen und chemische Veränderungen, die von den Rhizoiden ausgehen und die zu einem oberflächenparallelen Abschuppen und Abgrusen führen. Die unter ehemaligem Flechtenbesatz gelockerten Gesteinspartikel werden weiter abgelöst, stabile Bereiche neu besiedelt. Die Mitwirkung von Flechten an der physikalisch-chemischen Aufbereitung des Anstehenden wechselt lokal und regional sehr stark: Vogelbrutplätze und exkrementreiche Standorte sind besonders kräftig von diversen Flechten besiedelt. Hinzukommen chemische Agenzien aus den Exkrementen selbst, so daß stellenweise unter einer Guano- und Flechtendecke ein verbraunter Zersatzhorizont entwickelt ist.

In ihrer Verbreitung auf unmittelbare Küstennähe beschränkt, sind Formen und Vorgänge der Tafonierung. Inwieweit bei der stets heftigen Windwirkung Salze verweht und an der Tafonierung beteiligt werden, muß durch Analysen überprüft werden. Denkbar ist auch eine davon unbeeinflusste Verwitterung, die auf der Luvseite durch Austrocknung gebremst, auf der Leeseite dagegen ein vergleichsweise feuchtes Mikroklima erzeugt, das zu hohlblockartigen Formen führt.

Ob und in welchem Maße Salze insgesamt im Verwitterungsgeschehen der König-Georg-Insel die angedeuteten Vorgänge unterstützen oder eigenständig daneben wirken, läßt sich gegenwärtig ohne Auswertung der analytischen Befunde noch nicht feststellen. Die allgemeine Meeresnähe sämtlicher Periglazialstandorte macht einen solchen Einfluß durchaus wahrscheinlich.

12.2 Stoffneubildungen

Zunächst konnten nur wenige, im Fluggepäck mitgeführte Proben auf ihren Bodenmineralgehalt hin getestet werden. In allen Bodenproben auf unterschiedlichem vulkanischen Ausgangsgestein sind freigesetzte Eisenverbindungen (Fe-Hydroxide, Fe-Oxidhydrate) und Dreischichttonminerale (Smectite) nachzuweisen; eine Probe enthielt CaCO_3 . Ob es sich hierbei um neugebildete Karbonate handelt, muß ebenso überprüft werden wie die Struktur und Genese der Tonminerale.

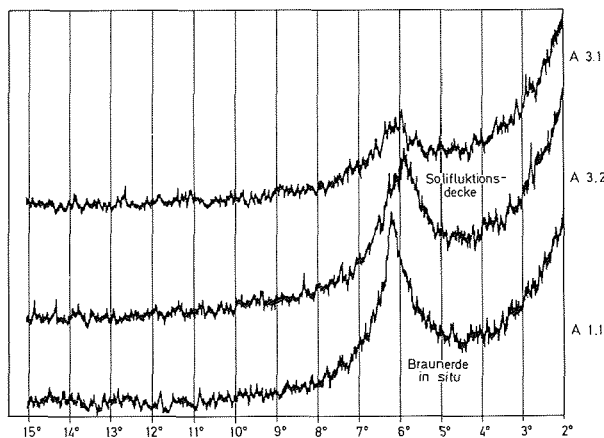


Abb.24: Diagramm zur Tonmineralanalyse verschiedener Bodenproben.

Erste röntgenographische Bestimmungen der Tonmineralgarnitur weisen auf ein einseitiges Spektrum innerhalb der Smectitgruppe hin (Montmorillonit, Nontronit und Beidellit). Illitische oder kaolinische Bildungen fehlen bisher völlig (Abb.24). Die Proben stammen von Verwitterungsprofilen auf verschiedenen Vulkaniten, unterscheiden sich aber nur in der Intensität und Form der Diffraktogramm-Peaks. Quellversuche deuten auf dominante Anteile von Nontronit (hoher Fe^{III} -Gehalt in Oktaedern) hin. Nontronite entstehen häufig bereits in der hydrothermalen Phase eines Vulkanismus (freundliche mündliche Mitteilung von Prof.Dr.W.

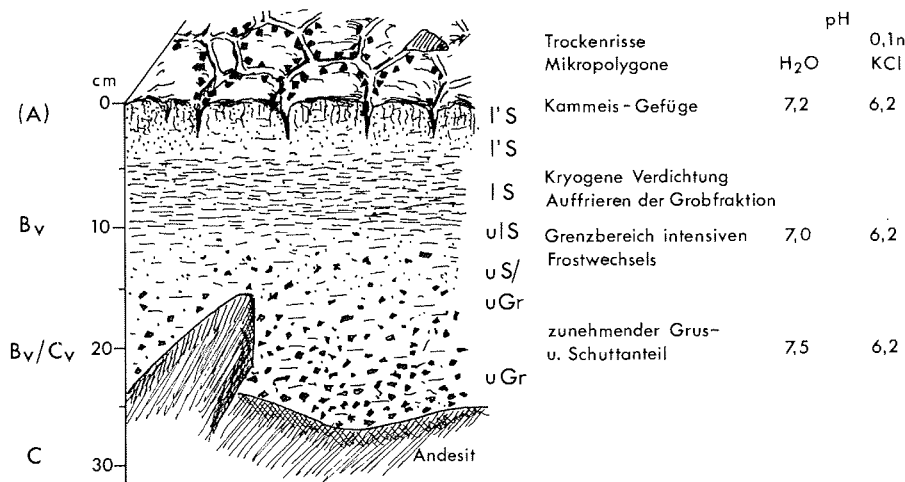
SMYKATZ-KLOSS, Mineralogisches Institut der Universität Karlsruhe). Die auf der König-Georg-Insel nachgewiesenen Tonminerale könnten also vererbte, lediglich freigesetzte und somit klimagenetisch irrelevante Bildungen sein. In Anbetracht der starken Verbraunung, des Feinfraktionsanteils mancher Proben und des flächenhaften Auftretens dieser Minerale auf verschiedenen Ausgangsgesteinen erscheint diese genetische Zuordnung als endogene Produkte fraglich. Vergleichende systematische Analysen von Liegendem und Verwitterungsdecke müssen dieser Frage nachgehen. Aus den Untersuchungen zur chemisch-physikalischen Verwitterung in der ozeanisch geprägten Antarktis werden auch Hinweise auf das Verwitterungsgeschehen im pleistozänen Europa erwartet (z.B. zur Frage eiszeitlicher Verbraunung, vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976: 287 f.).

12.3 Böden auf Flachrelief

Das ozeanische Periglazialmilieu der Antarktis erzeugt keine optisch wahrnehmbare Horizontdifferenzierung durch Stoffverlagerungen, wie sie beispielsweise auf Tundrenstandorten Nordwest-Spitzbergens beobachtet werden konnten oder wie sie von Westgrönland beschrieben wurden (vgl. STABLEIN 1977). So fehlen auf ebenen Geländeteilen Hinweise auf Lessivierungsprozesse, Sesquioxidverlagerungen oder ähnliches. Entscheidend hierfür ist die nur schwache Entbasung, die sich in den pH-Werten widerspiegelt (Tab.8, Abb. 25). Tonverlagerung erfolgt bei Mittelbreitenböden gewöhnlich unter mäßig sauren Bedingungen (pH 7-5) sowie bei geringer Salz- und Ca-Konzentration (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976: 293). Letzteres dürfte aufgrund der Meeresnähe und extremer Windwirkung (Blasensprüh) wie der Ca-liefernden Vulkane kaum gegeben sein. Hierzu - wie auch zu anderen Fragen - müssen weitere Analyseergebnisse abgewartet werden.

Fe-Mobilisierung geschieht zum Beispiel unter reduzierend wirkenden Staunässeinflüssen oder als Folge organo-mineraler Komplexbildung (Chelatisierung bei Podsolen). Pseudovergleyungsspuren als Hinweis auf Reduktionsvorgänge konnten nicht festgestellt werden. Auch stark mit Wasser übersättigte Bereiche zeigten weitgehende Fe-Dispergierung, wohl aufgrund hohen O-Gehaltes. Chelatisierungsprozesse laufen vermutlich nur sehr schwach ab: die lokale Moos- und/oder Flechtentundra existiert weitgehend unabhängig vom Solum und produziert nur geringen Bestandsabfall. Visuell diagnostizierbare Humusanreicherungen im Oberboden (Ah-Horizont) fehlen auch bei dicht besiedelten Standorten.

Sämtliche Bodenprofile (In-situ-Bildungen und Solifluktsdecken) zeigen jedoch eine kryogene Horizontierung durch Korngrößenseparation (Abb.25, 26, 27): In den obersten Bereichen bis ca. 20 cm wird vor allem durch saisonale Frostwechselmechanismen (Aufrieren) eine absolute Anreicherung gröberer Komponenten an der Bodenoberfläche erzeugt (Stein- und Gruspflaster; meist mikropolygonal strukturiert). Es resultiert ein darunterliegender Verdichtungshorizont durch relative Anreicherung lehmig-sandiger oder schluffiger Bodenarten (Abb.25). Sommerliche Frostwechsel schaffen ein eigenes, nur wenige Zentimeter mächtiges, lockeres Gefüge unmittelbar unter der Oberfläche des Solums (Kammeisgefüge).



'Antarktische Braunerde': in-situ-Verwitterung mit kryogener Sortierung; andesitischer Härtingsrücken NW Station T. Marsh/ Fildes-Halbinsel

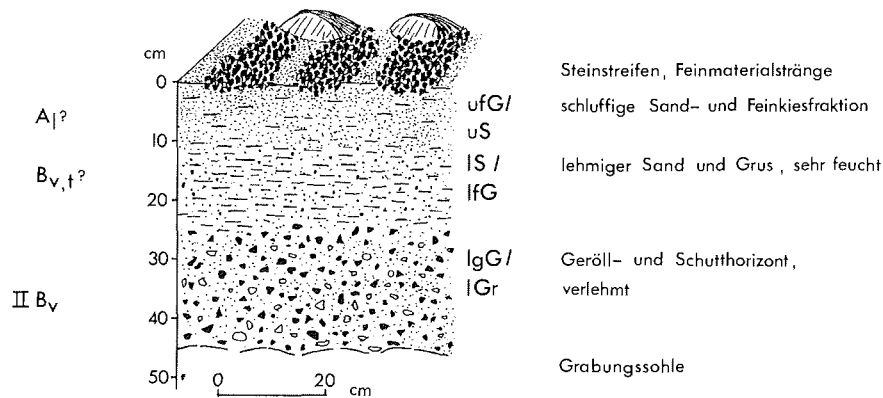
Abb.25: Profil der antarktischen Braunerde.

Ebenfalls allen Profilen zu eigen ist ein mit der Tiefe (etwa ab 15 oder 20 cm) zunehmender Anteil an größeren Komponenten wie Schutt, Grus oder Geröllen. Horizontbildende Sortierungsprozesse, zumindest der jüngeren Vergangenheit, greifen nicht bis zur Sohle des Auftaubodens durch, sondern beschränken sich auf die erwähnten oberen 20 cm. Die Profile sind stellenweise über 60 cm tief, durch Fe-Freisetzung kräftig verbraunt und unterschiedlich stark verlehmt. Die Tonfraktion ist markant vertreten, wozu auch echte Tonminerale gehören - ein deutlicher Hinweis auf die bisher wohl unterschätzten chemischen Abläufe in derartigen Klimaten.

Die Verbraunung als profilprägender Prozeß (trotz weitgehend fehlendem humosen Oberbodens und bei lediglich auf mechanische Korngrößensortierung und Gefügebildung beschränkter Horizontierung) rechtfertigt die Benennung dieses Bodentyps als "kryomorphe antarktische Braunerde" (antarctic brown).

12.4 Solifluidal geprägte Böden

Auf der König-Georg-Insel sind solifluidal geprägte Verwitterungs- und Bodendecken auf unterschiedlich geböschten Hängen weiter verbreitet als in-situ-Profilen. Sie unterscheiden sich optisch kaum vom Aufbau der o.a. kryomorphen Braunerde - sieht man von Steinstreifen anstelle polygonaler Oberflächenstrukturen ab (Abb. 26, 27). Innerhalb des Vertikalaufbaus zeigen sich jedoch Unterschiede im Gehalt an Feinfraktionen (Schluffe und Tone, Abb. 26). Oberflächennahe Bereiche sind meistens schluffiger, besonders lehmig erscheint der ebenfalls kryogen sortierte liegende Abschnitt. Der Tongehalt im Grobmaterial und restmineralreichen Zersatz ist mit Geländemethoden nur schwer abzuschätzen. An der Profilbasis über dichtem Anstehenden wurden häufiger stark tonige Lagen festgestellt (Abb. 27).



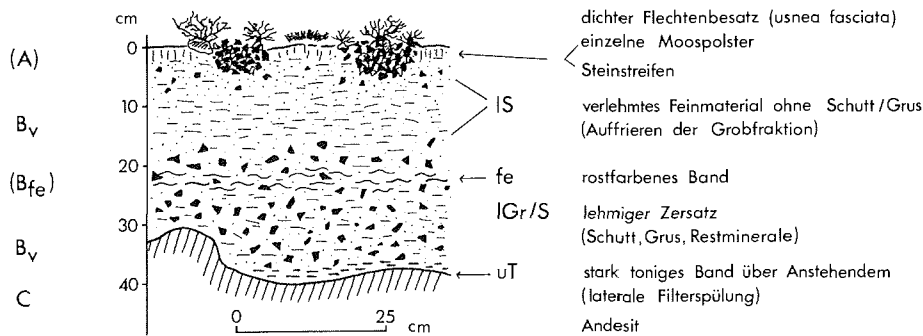
Verwitterung und Solifluktion an 11° geneigtem Hang (zw. Block- und Geröllstreu)
NW Station T. Marsh / Fildes - Halbinsel

Abb.26: Profil in einer verwitterten Solifluktionsdecke.

Beobachtungen zum Fortschreiten des sommerlichen Auftauens, z.B. vor zurückschmelzenden Schneeflecken, zeigen eine beträchtliche Abspülwirkung unmittelbar an der Oberfläche oder in den obersten, bereits aufgetauten Zentimetern. Der noch plombierte Untergrund erzwingt einen lateralen Abfluß mit möglicher Tondurchschlammung, was zu einer Verarmung der Profile in mittleren und oberen Hangabschnitten führt und eine Stoffzufuhr an Unterhängen und vorgelagerten Verebnungen bewirkt.

Neben einem solifluidalen-eluviell-kolluvialen Verlagerungsprozeß ist ein weiterer horizontbildender Vorgang auf Hängen möglich, der noch nachzuweisen ist: eine lateral-deszendente Infiltration, die zur Bildung eines Bt/Bv,t-Horizontes führt. Bei der häufig gegebenen Situation nur langsam zurückweichender Schneeflecken und daran gekoppelter Wärmezufuhr in den Boden, sind die proximalen Bereiche erst gering, die distalen bereits maximal aufgetaut (Abb. 15). Somit wird neben rein oberflächlich-kolluvialer Zufuhr auch echte Materialinfiltration durch Sickerwasser in tiefere Horizonte des Auftaubodens möglich. Tonige Anreicherungen an der Verwitterungsbasis (Abb. 27) dokumentieren abwärts gerichtete wie seitlich gesteuerte Feinmaterialverlagerungen. Trotz (vermutlich recht langsamer) solifluidaler Bewegung greift die Verbraunung bis in die Tiefe des Auftaubodens durch und prägt auch hier farblich das Profil. Da eine Kombination von Verlagerungs- und damit Horizontierungsprozessen offensichtlich und eine Lessivierung im engeren Sinne aufgrund der Bodenreaktion wenig wahrscheinlich ist, könnte man von einer "eluviellen antarktischen Braunerde" sprechen. Hieran wird deutlich, daß Geomorphodynamik und bodenbildende Prozesse nicht zu trennen sind.

Einen Sonderfall im Profilaufbau der untersuchten antarktischen Braunerden gibt Abbildung 27 wieder: Zu den geschilderten Merkmalen tritt ungefähr in Profilmittte ein deutlich rostfarbenes, Fe-reiches Band. Der Standort selbst - ein kleines Plateau mit ca.



Kryomorphe antarktische Braunerde auf Andesit; ca. 50 m ü. M., Hangneigung 9°;
 T. Marsh / Fildes-Halbinsel

Abb.27: Profil einer kryomorphen, antarktischen Braunerde auf Andesit.

9° Neigung - zeigt Spuren ehemaliger Solifluktion (Steinstreifen). Die obere Fläche ist dicht bewachsen von Bartflechten und einzelnen Moospolstern, das Profil erscheint gut drainiert und solifluidal nicht mehr bewegt. Noch unbeantwortet bleiben müssen die Fragen, ob sich in dem Fe-Horizont nicht doch Podsolierungsprozesse (rezent durch Flechtenbesatz) ausdrücken, oder ob darin Spuren ehemaliger Vergleyung unter stärkerem Staunässeinfluß bei veränderter Lage der Permafrosttafel mit vermutlich geringerer Auftautiefe sichtbar werden.

Ferner ist offen, ob nicht Wärmephasen (analog zum postglazialen Wärmeoptimum der Nordhalbkugel) verantwortlich sind für die Intensität der chemischen Verwitterung bzw. Verbraunung, ob gegenwärtig unter den gegebenen Bodentemperaturen (vgl. Kap. 12.5) lediglich eine Tradierung oder nur schwache stoffliche Weiterentwicklung abläuft und das rezente Klima nur die kryomorphen Bodenmerkmale liefert.

12.5 Bodentemperaturen

Zur Kennzeichnung des Verwitterungsmilieus wurden in der Nähe der Station Teniente Marsh in 45 m ü.M. drei dicht beieinanderliegende Bodentemperatur-Meßstellen eingerichtet, und zwar auf dem sonnenexponierten Nordhang, auf einer Verebnung, sowie auf dem Schatthang. Fest installiert wurden Bodenthermometer zur Messung in 2, 5, 10 und 20 cm Tiefe. Temperaturen der Bodenoberfläche, der bodennahen Luft (2 cm und 100 cm über der Bodenoberfläche) wurden mit einer Temperaturmeßsonde festgestellt. Die beigefügten Abbildungen 28 bis 31 geben den Temperaturverlauf an (vgl. Tab.9 und 10).

Es zeigt sich, daß die Lufttemperaturen nur mittelbar auf die Bodenwärme Einfluß nehmen. Entscheidend ist die Strahlung. So liegt beispielsweise die im Meßzeitraum (19.1.- 13.2.1984) festgestellte Mitteltemperatur der Luft in 1 m Höhe bei nur 2,1°C, in 2 cm Bodentiefe bei 5,1°C und in 20 cm Tiefe immer noch bei 4,0°C

(Tab.9). Der Schatthang ist deutlich benachteiligt, was die Bodentemperaturen betrifft: in 2 cm Tiefe ist es mit 2,0°C nur halb so warm wie im nordexponierten Profil - bei sogar wärmeren Luftverhältnissen.

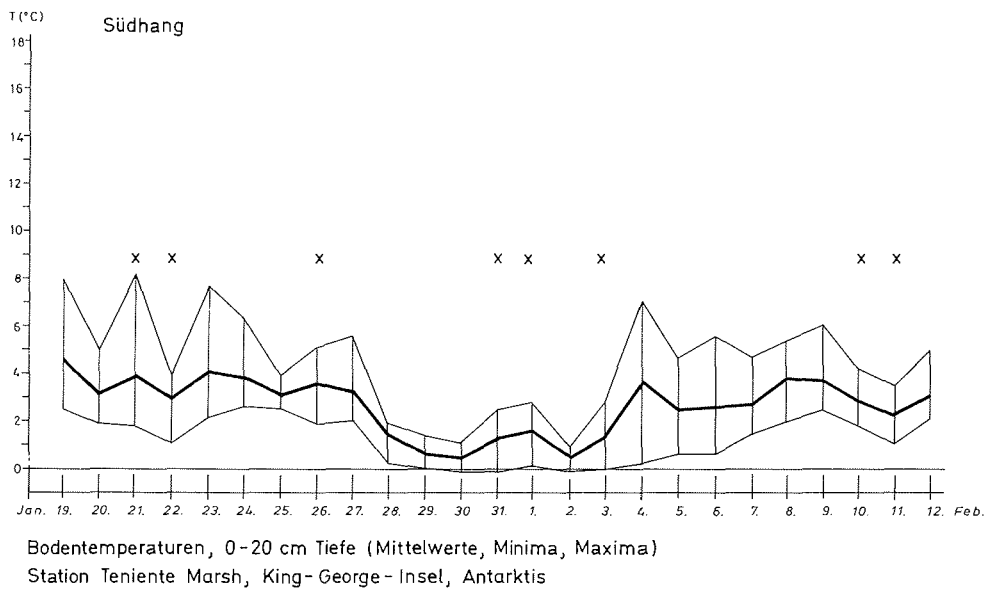
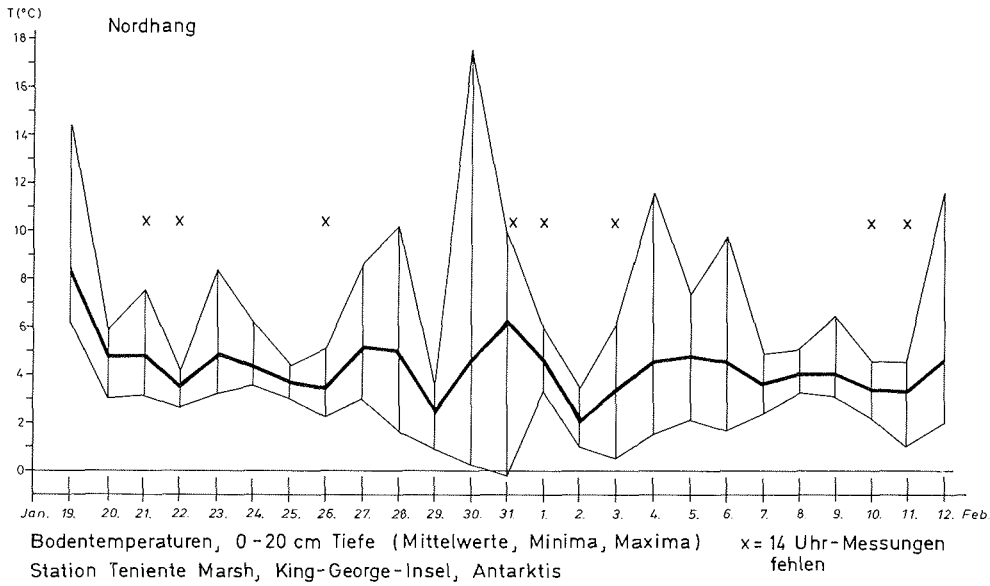


Abb.28: Tägliche Amplituden der Bodentemperaturen an verschiedenen Expositionen.

Abbildung 28 zeigt die Temperaturamplitude (höchste und niedrigste gemessene Werte von der Bodenoberfläche bis in 20 cm Tiefe), sowie den Gang der Mitteltemperaturen (0-20 cm). Obwohl

einige Mittelwerte fehlen, wird der expositionsbedingte Unterschied zwischen Nord- und Südhang deutlich. Die Amplitude wie die Mitteltemperaturen des Nordhangs liegen deutlich höher (Abb. 28); die Durchschnittswerte differieren gesamt um $1,5^{\circ}\text{C}$ (Nordhang: $4,4^{\circ}\text{C}$; Südhang: $2,9^{\circ}\text{C}$; vgl. Tab.9, Abb. 29). Die Temperaturganglinien des Schatthanges erscheinen stärker geglättet; das Nachhinken der strahlungsbedingten Erwärmung zeigt sich in den noch erfaßten Minustemperaturen der nächtlichen Fröste.

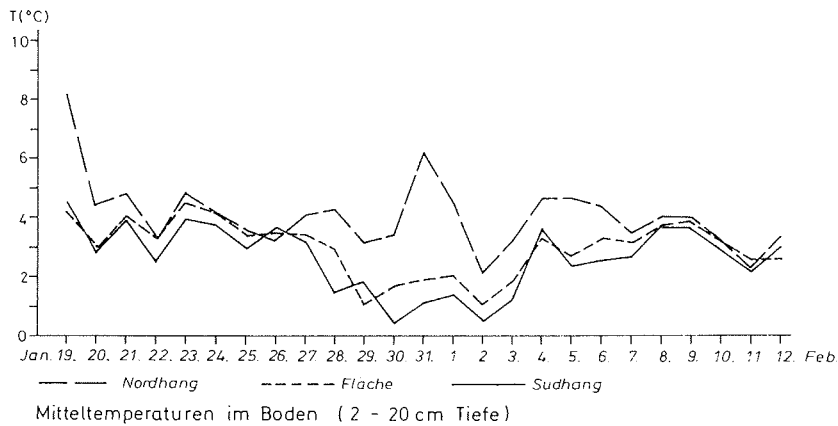


Abb.29: Mitteltemperaturen im Boden (2-20 cm Tiefe).

Wichtig für die Abschätzung von Verwitterungs- und Stoffneubildungsprozessen: In 20 cm Bodentiefe herrschen auf der Fläche und auf dem Schatthang nahezu isotherme Verhältnisse. Selbst auf dem Nordhang ergibt sich eine entsprechende, recht geglättete Temperaturkurve (Abb. 30). Ähnlich zeigt der stündlich festgestellte Temperaturverlauf aller drei Meßpunkte (Abb. 31) in 20 cm Tiefe fast isotherme Verhältnisse, natürlich auf unterschiedlichem Niveau (Tagesmittel Nordhang $4,2^{\circ}\text{C}$; Fläche $2,1^{\circ}\text{C}$; Südhang $1,6^{\circ}\text{C}$). Das zeitliche Nachhinken, mit dem die Tageserwärmung 20 cm Tiefe erreicht, deutet sich im leichten Anstieg der Kurve ab 19.00 h an. Zu beachten sind auch die Temperaturinversionen im Tag/-Nacht-Gang (Abb. 30, 31).

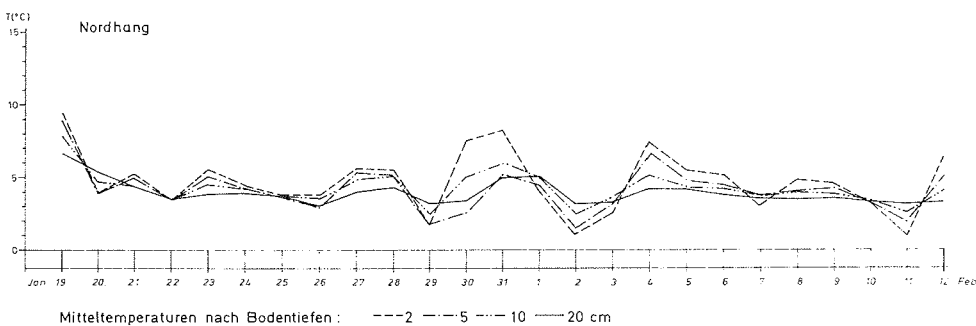
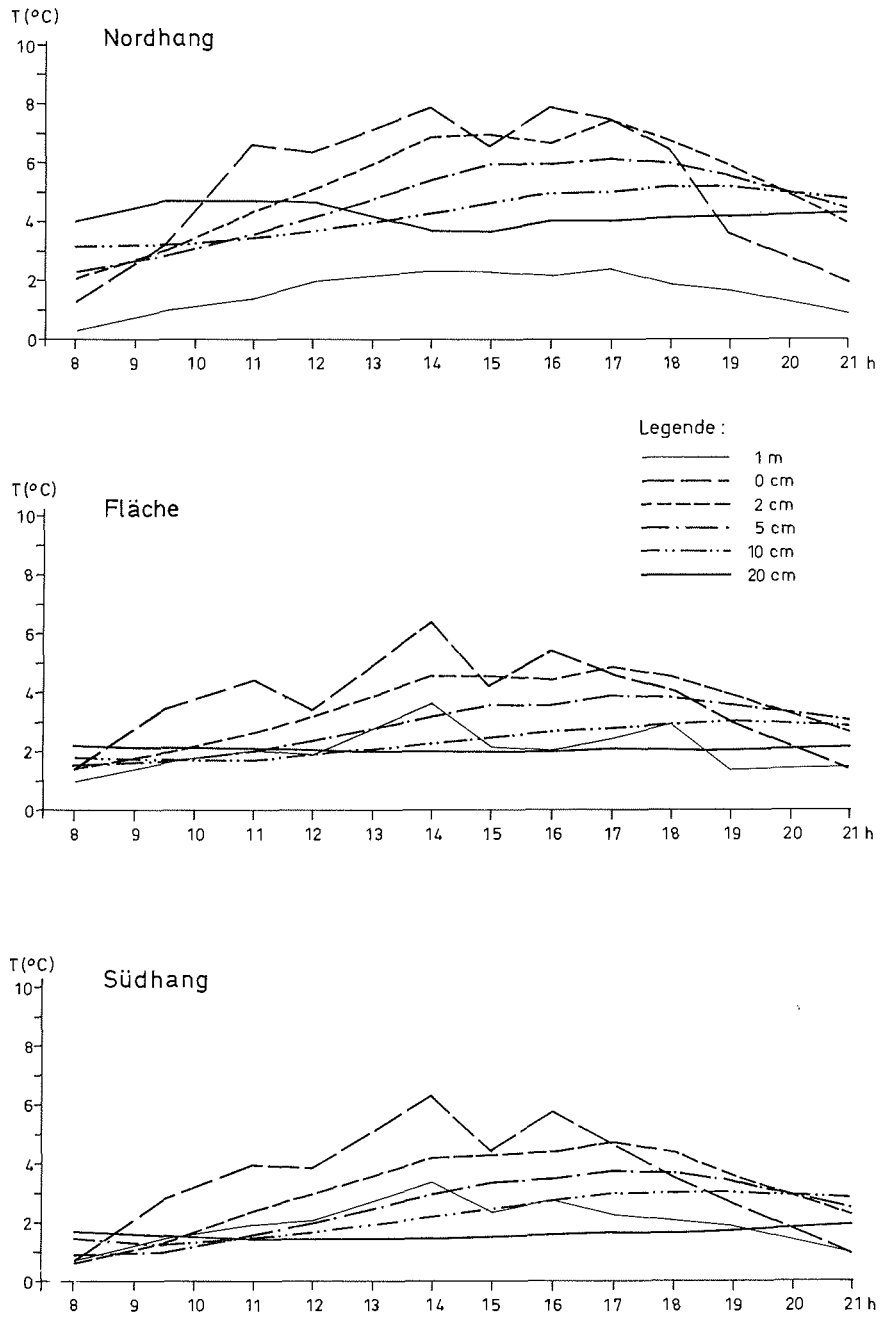


Abb.30: Tagesmittel der Bodentemperaturen nach Standorten verschiedener Bodentiefen.

Die Permafrosttafel liegt im Nordhang tiefer als 95 cm, auf dem Schatthang zwischen 70 und 80 cm. Ab 25 cm Tiefe dürfte die Tem-



Station Teniente R. Marsh, King-George-Insel Antarktika 5.2.1984
Wetter: tiefliegende, dichte Stratobewölkung, schwacher NW-Wind, trocken

Abb.31: Boden- und Lufttemperaturen im Tagesgang am 5.2.84.

peratur stetig gegen 0°C abnehmen. Der bodenchemisch reaktionsfähigste Bereich (im Sinne von Verwitterungsintensität und Stoffneubildungen) ist somit in den obersten 20 cm zu erwarten. Erweisen die noch ausstehenden Analysen eine gleiche Verwitterungsintensität auch in den tieferen Abschnitten des Verbrauensprofils, so könnte darin ein Hinweis auf vorzeitliche, wärmere Bodenverhältnisse liegen.

13 MESSUNGEN ZUM HANGABTRAG

Die Abspülung durch oberflächlich abfließendes Wasser stellt auch in den Polargebieten aufgrund der geringen Vegetationsdecke einen wichtigen geomorphologischen Faktor dar (MORTENSEN 1930, BÜDEL 1948, FRENCH 1976 u.a.). Diese Erkenntnis beruht jedoch in erster Linie auf Geländebeobachtungen (BÜDEL 1981) und Abschätzungen (BARSCH 1981, FLÜGEL & MÄUSBACHER 1983), da quantitative Messungen nur aus zwei Gebieten mit Permafrost vorliegen (JAHN 1961, LEWKOWICZ 1983). Um die Abschätzung der Gesamtbilanz des Hangabtrags im Untersuchungsgebiet besser quantifizieren zu können, wurden zwei Feldmeßpunkte zur quantitativen Erfassung des Hangabtrags installiert.

13.1 Auswahl der Feldmeßpunkte

Ausgewählt wurden zwei Hänge im Windbachtal mit unterschiedlicher Hangneigung und Substratbeschaffenheit und mit unterschiedlicher Größe des Einzugsgebietes. Die Größe des Einzugsgebietes und die Neigung betragen bei Rinne I 2 860 m² und 14° in Nord-Exposition, bei Rinne II 285 m² und 6° in Ost-Exposition. Die Korngrößenverteilung von zwei Bohrprofilen aus den beiden Einzugsgebieten zeigt die Abbildung 32.

13.2 Meßergebnisse

Die Installation beider Rinnen war am 21.1.84 abgeschlossen. Zu diesem Zeitpunkt waren bereits beide Hänge schneefrei, so daß die Schneeschmelze nicht mehr erfaßt werden konnte. Vom Niederschlag ausgelöst wurden drei Ereignisse mit Oberflächenabfluß und Sedimentabtrag. Davon konnten allerdings nur zwei gemessen werden, da während des zweiten Abtragsereignisses die Auffangvorrichtungen vom Wind zerstört wurden. Die beiden gemessenen Abtragsereignisse wurden durch Niederschläge von 6,4 und 4,8 mm ausgelöst. Das in die Auffangrinnen und die Auffangbehälter transportierte Material betrug dabei in Rinne I 258,5 g bzw. 81,3 g und in Rinne II 48,2 g und 33,5 g. Bezogen auf das jeweilige Einzugsgebiet bedeutet dies einen Abtrag von 0,12 g/m² (Rinne I) und 0,21 g/m² (Rinne II) im Meßzeitraum. Verglichen mit den von LEWKOWICZ (1983) gemessenen Werten (ohne gelöste Substanz) ist der Abtrag damit im Untersuchungsgebiet relativ hoch. Eine abschließende Aussage ist allerdings aufgrund der wenigen Meßwerte noch nicht möglich.

Sehr interessant sind auch die Korngrößenverteilungen im abgespülten Material. Sie zeigen sowohl eine stärkere Sortierung als auch eine deutliche Anreicherung im Bereich der Sandfraktion, insbesondere bei Rinne I. Sollte sich dieses Ergebnis auch bei

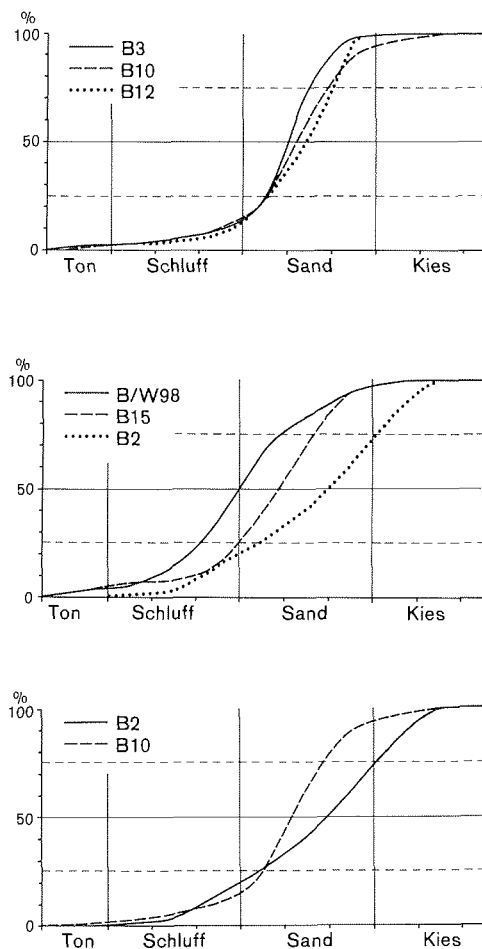


Abb.32: Korngrößenspektrum in den Einzugsgebieten der Abtragsmeßbrinnen I (B 2) und II (B 10), sowie des abgetragenen Materials (B 15 & B/W 98 bzw. B 3 & B 12) im Vergleich.

den folgenden Abtragsmessungen bestätigen, so ergibt sich daraus ein sehr enger Bezug zu den von LIEDTKE (1983) als "ablual" gedeuteten Sedimenten in den ehemaligen Periglazialgebieten Mitteleuropas.

14 GEOMORPHOLOGISCHE KARTIERUNG

Das im Rahmen der geomorphologischen Kartierung zu bearbeitende Gebiet umfaßt die gesamte Fildeshalbinsel (vgl. Abb.3). Kartiert wurde im Maßstab 1 : 10 000 auf der Basis einer von HELL am Institut für Topographie und Photogrammetrie Karlsruhe entwickelten Orthophotokarte nach englischen Luftbildern aus den Jahren 1956/ 57. Für die Aufnahme der geomorphologischen Informationen wurde die für das Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft "Geomorphologische Detailkartierung in der Bundes-

republik Deutschland" erarbeitete "grüne Legende" (LESER & STABLEIN 1975) verwendet.

Mit dieser komplex-geomorphologischen Aufnahme ergaben sich Ergebnisse zu folgenden Themen:

- Übertragbarkeit der für Mitteleuropa entwickelten Legende auf einen ozeanischen, niederantarktischen Beispielsraum und damit Weiterentwicklung der Methodik für geomorphologische Kartierung in verschiedenen Klimagebieten,
- detaillierte, regionale Einordnung der auf kleine Gebiete beschränkten geomorphologischen Spezialuntersuchungen und zusammenfassende Darstellung der Reliefgenese des Arbeitsgebietes.

15.1 Durchführung der Kartierung

Den Vorgaben in der "grünen Legende" entsprechend wurden folgende geomorphologische Informationen aufgenommen:

- Hangneigungen (flächenhaft)
- Geomorphographie (d.h. Wölbungen, Stufen und Kanten, Kleinformen und Rauigkeit),
- Oberflächennaher Untergrund (flächenhaft nach Bohrungen und Aufschlüssen),
- Geomorphogenese (flächenhaft dargestellt nach dem letzten formbestimmenden Prozeß),
- Geomorphodynamik (nach Prozeßspuren der geomorphologischen Einzelprozesse),
- Hydrographie,
- Ergänzende Angaben (z.B. Tiefe der Permafrosttafel).

Aufgrund der in der Orthophotokarte verarbeiteten Luftbilder mit sehr weitreichender Schneebedeckung war allerdings die Lokalisierung, insbesondere der geomorphographischen und hydrographischen Elemente im insgesamt stark differenzierten Relief sehr schwierig. Dies führte dazu, daß in der zur Verfügung stehenden Zeit nur der südliche Teil mit allen Informationen aufgenommen werden konnte. Die Ergänzungskartierung wird in der Folgekampagne 1984/85 fortgesetzt.

Trotz dieser Einschränkungen ergeben sich folgende Aussagen aus der Kartierung zur Reliefgenese und zur rezenten Geomorphodynamik:

- Gletscherschliffe und Moränen als eindeutige Zeugen intensiver glazialer Formung existieren nur noch in unmittelbarer Nähe des rezenten Eisrandes. Ein deutlicher Hinweis auf eine ausgedehntere glaziale Formung ergibt sich jedoch aus der Hydrographie mit den zahlreichen Seen und aus den Talformen, insbesondere im nördlichen Teil der Halbinsel. Sie zeigen nämlich eindeutig glazifluviale Züge. Dazukommt eine ausgedehnte Streu von Erratika.
- Im Bereich von 0-20 m ü.M. stellt die marine Formung den letzten formgebenden Prozeß dar, wenn auch auf den Strandwällen der Riegelserie bereits Frostmusterformen zu erkennen sind.
- In allen übrigen Gebieten überwiegen eindeutig die Spuren der Frostverwitterung und des intensiven Massentransportes durch

Solifluktion und Abspülung (Abluation). In diesen Bereichen kommt allerdings der zum Teil sehr unterschiedlichen Gesteinsbeschaffenheit sehr große Bedeutung zu, da von ihr die Intensität der Verwitterung und damit die Materialzulieferung abhängig ist. Entsprechendes gilt für die Ausprägung der Frostmusterformen. Sie ist am deutlichsten in den scherbilig verwitternden Andesiten.

Zur Verwendbarkeit der GMK-Legende ist zu sagen, daß wie bereits bei den Kartierungen in der Arktis beim Blatt Oobloyah-Bay (MÄUSBACHER 1981) nur Ergänzungen bei verschiedenen Positionen notwendig waren, d.h. ein Einsatz auch in Polargebieten möglich ist.

15 LITERATUR

- ARAYA, R. & HERVE, F. 1972: Periglacial phenomena in the South Shetland Islands. - in: ADIE, R.A. (Ed): Antarctic Geology and Geophysics. - IUGS-Publ.B 1: 105-109, Oslo.
- ARAYA, R. & HERVE, F. 1972: Patterned gravel beaches in the South Shetland Islands. - in: ADIE, R.A. (Ed): Antarctic Geology and Geophysics. - IUGS-Publ.B 1: 111-114, Oslo.
- BARDIN, V.I. & KONOPLEVA, V.I. 1975: On the weathering process and the problem of Geochronology of the glacial period of Antarctica. - in: BUGAEV, V.A. (Ed): The Antarctic Committee Reports 1969: 130-142, New Delhi et al.
- BARSCHE, D. 1969: Zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. - Basler Beiträge zur Geographie, 9: 1-221, Basel.
- BARSCHE, D. 1977: Alpiner Permafrost - ein Beitrag zur Verbreitung zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. - Abh. Ak. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III 31: 118-141, Göttingen.
- BARSCHE, D. 1981a: Zur Geomorphologie des Expeditionsgebietes Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 109-122, Heidelberg.
- BARSCHE, D. 1981b: Studien zur gegenwärtigen Dynamik im Bereich der Oobloyah-Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 109-122, Heidelberg.
- BARSCHE, D. & KING, L. (Ed.) 1981: Ergebnisse der Heidelberg Ellesmere Island Expedition. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 1-573, Heidelberg.
- BARSCHE, D. & STABLEIN, G. 1983: Frostdynamik und Permafrost in eisfreien Gebieten der Antarktischen Halbinsel. - Vortrag auf der 13. Internationalen Polartagung in Bamberg Oktober 1983 (zum Druck eingereicht bei Polarforschung).
- BARTON, C.M. 1965: The geology of the South Shetland Islands: III, The stratigraphy of King George Island. - Br. Antarc. Surv. Scient. Reports, 44: 1-33, London.
- BÜDEL, J. 1948: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. - Erdkunde, 2 (1/3): 22-53, Bonn.
- BÜDEL, J. 1968: Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen. - Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 240-243, Öhringen.
- BÜDEL, J. 1981: Klima Geomorphologie. - 1-304, Berlin, Stuttgart.
- CALKIN, P.E. & NICHOLS, R.L. 1972: Quarternary studies in Antarctica. - in: ADIE, J.R. (Ed): Antarctic Geology and Geophysics. - IUGS-Publ.B 1: 625-643, Oslo.
- CHACHO, E.F. & BREDTHAUER, S. 1983: Runoff from small subarctic

- Watershed, Alaska. - Permafrost, Fourth International Conference Proceedings: 115-120, Washington.
- CHURCH, M. 1972: Baffin Island Sandurs, a study of arctic fluvial processes. - Geological Survey of Canada, Bulletin 1.
- CLARIDGE, G.G.C. & CAMPBELL, I.B. 1982: A comparison between hot and cold desert soils and soil processes. - Catena, Suppl. 1: 1-28, Cremlingen-Destedt.
- DERBYSHIRE, E. 1972: Tors, rock weathering and climate in southern Victoria Land, Antarctica. - in: PRICE, R.J. & SUGDEN, D.E. (Ed): Polar geomorphology. - Inst. British Geographers, Spec. Publ. 4: 93-105, London.
- DINGMAN, S.L. 1971: Hydrology of the Glenn Creek watershed, Tanana River Basin, central Alaska. - CRREL Research Report 297: Hanover.
- EICHLER, H. 1981a: Gesteinstemperaturen und Insolationsverwitterung im hocharktischen Bereich, Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 441-464, Heidelberg.
- EICHLER, H. 1981b: Kleinformen der hocharktischen Verwitterung im Bereich der Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 465-486, Heidelberg.
- FLORES SILVA, E. 1972: Geomorphological observations and generalizations on the coasts of the South Shetland Islands and Antarctic Peninsula. - in: ADIE, R.A. (Ed): Antarctic Geology and Geophysics. - IUGS-Publ.B 1: 99-103, Oslo.
- FLÜGEL, W.A. 1981: Hydrochemische Untersuchungen von Niederschlägen, Bodenwasser, Seen und Flüssen im Oobloyah-Tal, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 383-412, Heidelberg.
- FLÜGEL, W.A. 1981: Hydrologische Studien zum Wasserkreislauf hocharktischer Einzugsgebiete im Bereich des Oobloyah-Tals, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger Geogr. Arb., 69: 311-382, Heidelberg.
- FLÜGEL, W.A. 1983: Summer water balance of a high arctic catchment area with underlying permafrost in Oobloyah Valley, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - in: Permafrost, Fourth International Conference, Proceedings: 295-300, Washington.
- FLÜGEL, W.A. & MAUSBACHER, R. 1983: Untersuchungen zur periglazial gesteuerten Entwässerung im Oobloyah-Tal, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Die Erde, 114 (2/3): 193-210, Berlin.
- FUCHS, V. & LAWS, R.M. 1977: Scientific Research in Antarctica. A Royal Society Discussion 19./20.May 1976. - Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series B, vol. 279 No. 963: 1-288, London.
- FRENCH, H.M. 1976: The periglacial environment. - 1-309, London.
- HAWKES, D.D. 1961: The geology of the South Shetland Islands, I. the petrology of King George Island. - Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports, 26: 1-28, London.
- JAHN, A. 1961: Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. - Nauka o ziemi II, B 5: 3-34, Wroclaw.
- JOHN, B.S. 1972: Evidence from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctica. - in: PRICE, R.J. & SUGDEN, D.E. (Ed): Polar geomorphology. - Inst. British Geographers, Spec. Publ., 4: 75-92, London.
- LEWKOWICZ, A.G. 1983: Erosion by overland flow, Central Banks Island, Western Canadian Arctic. - Proceedings Fourth International Permafrostconference Fairbanks, Alaska: 701-706, Washington.

- LIEDTKE, H. 1983: Periglacial slopewash and sedimentation in North-Western Germany during the Würm (Weichsel-) Glaciation. - Proceedings Fourth International Permafrostconference Fairbanks, Alaska: 715-718, Washington.
- LOVERING, J.F. & PRESCOTT, J.R.V. 1979: Last of lands, Antarctica. - 1-212, Melbourne.
- MAUSBACHER, R. 1982: Die Geomorphologische Karte Oobloyah Bay, NWT Kanada, als außereuropäisches Beispielblatt. - Berliner Geogr. Abh., 35: 55-62, Berlin.
- MARANGUNIC, C. & VILLANUEVA, V. 1980: Pre-informe estudio glaciológico y geotécnico en sitios de pista de aterrizaje en la Península Antártica, Enero de 1980. - Instituto Antártico Chileno: 1-45, Santiago. (Unveröffentlichter Bericht).
- MARSH, P. & WOO, M.-K. 1981: Snowmelt, glacier melt, and high arctic streamflow regimes. - Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 1380-1384
- MIOTKE, F.D. 1979: Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. - Polarforschung, 49: 117-142, Münster.
- MIOTKE, F.D. 1980: Zur Salzsprengung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis. - Polarforschung, 50 (1/2): 45-80, Münster.
- MORTENSEN, H. 1930: Einige Oberflächenformen in Chile und Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. - Peterm. Geogr. Mitt., 209: 147-156, Gotha.
- NAGEL, G. 1979: Untersuchungen zum Wasserkreislauf in Periglazialgebieten. - Trierer Geogr. Studien, Sonderheft 2: 157-178, Trier.
- NICHOLS, R.L. 1966: Geomorphology of Antarctica. - in: TEDROW, J. (Ed): Antarctic soils and soil forming processes. - Am. Geophys. Union, Antarctic Research Ser., 8: 1-59, Washington.
- RYDEN, B.E. 1977: Hydrology of Truelove Lowland. - in: BLISS, L.C. (Ed): Truelove Lowland Devon Island Canada, a High Arctic Ecosystem: 107-136, Edmonton.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 1976 (9.Auflage): Lehrbuch der Bodenkunde. - 1-394, Stuttgart.
- SHAW, J. & HEALY, T.F. 1977: Rectilinear slope development in Antarctica. - Ass. Am. Geographers Annals, 67: 46-54, Washington.
- SLAUGHTER, C.W. 1971: Caribou-Poker Creeks Research Watershed, background and current status. - CRREL Special Report 157 (AD 726373), Hanover.
- STÄBLEIN, G. 1975: Eisrandlagen und Küstenentwicklung in West-Grönland. - Polarforschung, 45 (2): 71-86, Münster.
- STÄBLEIN, G. 1977: Arktische Böden West-Grönlands, Pedovarianz in Abhängigkeit vom geoökologischen Milieu. - Polarforschung, 47: 11-25, Münster.
- STÄBLEIN, G. 1978: Extent and Regional Differentiation of Glacio-Isostatic Shoreline Variation in Spitzbergen. - Polarforschung, 48 (1/2): 170-180, Münster.
- STÄBLEIN, G. 1979: Verbreitung und Probleme des Permafrostes im nördlichen Kanada. - Marburger Geogr. Schr., 79: 27-43, Marburg.
- STÄBLEIN, G. 1982: Traces of Vertical movements in the coastal areas in Jameson Land (Scoresby Sund / Eastern Greenland). - Earth Evolution Sciences, 2 (2): 139-142, Braunschweig, Wiesbaden.
- STÄBLEIN, G. 1983: Formung von Hängen, Halden und Wänden, Beobachtungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel. - Abh. d.

- Ak. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III/35: 160-170, Göttingen.
- STABLEIN, G. 1984: Arbeiten zur Periglazialforschung in der Antarktis. - in: POSER, H.: Bericht der Kommission "geomorphologische Prozesse, Prozeßkombinationen und Naturkatastrophen in den Landschaftszonen und Höhenstufen der Erde." - Jahrbuch Ak. d. Wiss. in Göttingen 1984: 136-137, Göttingen.
- SUGDEN, D. 1982: Arctic and Antarctic, a modern geographical synthesis. - 1-472, Oxford.
- TEDROW, J.C.F. 1977: Soils of the Polar Landscapes. - 1-638, New Brunswick.
- TEDROW, J.C.F. & UGOLINI, F.C. 1966: Antarctic soils. - in: TEDROW, J.C.F. (Ed): Antarctic soils and soil-forming factors. - American Geophysical Union Antarctic Research Series, 8: 161-177, Washington.
- WATTS, D.R. 1982: Potassium-argon ages and paleomagnetic results from King George Island, South Shetland Islands. - in: CRADDOCK, C. (Ed): Antarctic Geoscience. - IUGS-Publ., B 4: 255-261, Madison.
- ZAMORUYEV, V.V. 1972: Relief and recent relief-forming processes of Fylde Peninsula, King George Island, the South Shetland Island (Russian). - (Reports of the 13th Sovietic Antarctic Expedition) 13.SAE, 55: 110-134, Leningrad.
- ZAMORUYEV, V.V. 1972: Results of glaciological observations at Bellingshausen Station in 1968. - (Reports of the 13th Sovietic Antarctic Expedition) 13.SAE, 55: 135-144, Leningrad.
- ZHIVAGO, A.V. & EVTEEV, S.A. 1969: Shelf and marine terraces of Antarctica. - Quarternaria, 12: 89-113, Rom.
- DIRECTORATE OF OVERSEAS SURVEYS (DOS) 1968: South Shetland Islands British Antarctic Territory. Sheet W6258. - 1:200 000, D.O.S. 610 (Series D501), London.

16 DATENANHANG

Tab. 1: Lage- und Höhenänderung der Profilpunkte 21.1.-11.2.84

Solifluktuionsprofil I				Solifluktuionsprofil II			
Nr.	ds (mm)	Azimut (g)	dH (mm)	Nr.	ds (mm)	Azimut (g)	dH (mm)
1	3	178	+ 3	1	2	100	*
2	5	369	+ 8	2	(2)	(175)	*
3	3	322	+ 17	3	0	-	*
4	3	35	+ 3	4	(2)	(144)	*
5	5	6	+ 2	5	7	24	+ 8
6	3	389	*	6	3	158	*
7	7	388	*	7	(2)	(88)	*
8	4	7	*	8	(2)	(108)	- 3
9	4	391	+ 2	9	2	211	+ 3
10	0	-	- 4	10	3	137	- 3
11	(1)	(19)	- 5	11	4	336	+ 13
12	10	346	*	12	11	91	- 4
13	0	-	- 4	13	(1)	(194)	*
				14	(2)	(104)	*
				15	(1)	(150)	*
				16	(1)	(220)	*
				17	7	40	+ 6

Das Azimut der Fallrichtung des Hangs ist etwa 70°. Die eingeklammerten Werte sind auf dem 95%-igen Sicherheitsniveau nicht signifikant.

*) Die Höhenänderungen sind kleiner als 2 mm.

Tab. 2: Klimawerte Station Frei Jan./Febr. 84

	Temperatur							dT	N mm	* =	Schnee Nebel
	03h	09h	15h	21h	Mittel	Max	Min				
1.1.	0,5	0,3	2,8	1,2	1,2	3,2	-0,2	3,4	-		
2.1.	0,8	0,4	2,6	2,0	1,5	3,0	0,2	2,8	-		
3.1.	-0,2	0,6	2,2	1,5	1,0	2,2	-0,6	2,8	-		
4.1.	0,3	0,8	2,0	0,2	0,8	2,6	-0,1	2,7	2,6	*	
5.1.	-0,4	0,2	2,2	1,2	0,8	2,4	-0,4	2,8	-		
6.1.	1,0	1,4	3,4	1,2	1,8	3,4	0,8	2,6	2,6	*	
7.1.	0,5	1,6	1,0	2,2	1,3	2,7	0,3	2,4	2,7	*	
8.1.	1,8	2,2	3,8	2,2	2,5	4,4	1,2	3,2	1,4		
9.1.	0,6	0,6	1,6	2,0	1,2	2,6	0,3	2,3	0,4	*	
10.1.	0,3	0,0	-1,2	-1,8	-0,7	2,0	-1,8	3,8	4,3		
11.1.	-0,2	0,2	1,2	1,0	0,6	2,0	-0,6	2,6	-		
12.1.	0,4	-0,6	0,6	0,8	0,3	1,1	-0,6	1,7	2,1	*	
13.1.	-2,0	-1,0	0,2	1,0	-0,5	1,0	-2,2	3,2	-		
14.1.	-2,2	0,0	1,2	0,6	-0,1	1,6	-2,4	4,8	-		
15.1.	-0,8	0,6	2,2	1,8	1,0	2,7	-1,1	3,8	-		
16.1.	-0,3	1,2	1,8	2,4	1,3	2,6	-0,4	3,0	-		
17.1.	0,6	0,8	1,0	0,4	0,7	1,6	-0,6	2,2	-		
18.1.	-0,9	0,0	1,8	1,8	0,7	3,6	-1,8	5,4	-		
19.1.	1,4	1,2	4,0	2,2	2,2	4,2	0,5	3,7	0,2	=	
20.1.	1,4	0,8	3,4	2,4	2,0	3,6	-0,4	4,0	0,8	= *	
21.1.	0,4	1,4	1,8	1,8	1,4	2,8	0,1	2,7	6,3	=	
22.1.	1,0	2,8	3,6	3,4	2,7	4,0	0,4	3,6	1,8	= *	
23.1.	2,2	3,2	4,6	3,8	3,5	5,0	2,0	3,0	-	=	
24.1.	3,2	3,6	3,6	3,0	3,4	4,4	2,8	1,6	5,3	=	
25.1.	2,6	2,4	2,4	2,8	2,6	3,6	1,6	2,0	0,2	= *	
26.1.	2,0	2,0	2,0	2,3	2,1	3,6	1,7	1,9	8,4	=	
27.1.	1,8	1,8	1,6	1,4	1,7	2,6	1,6	1,0	0,0	=	
28.1.	0,4	0,0	1,0	1,0	0,6	1,6	-1,6	3,2	-		
29.1.	0,3	-0,8	-0,3	-0,4	-0,3	1,9	-1,7	2,7	0,2		
30.1.	-0,6	-0,8	0,6	-0,4	-0,3	1,2	-3,6	4,8	-		
31.1.	-1,2	-0,6	1,4	-0,4	-0,2	1,6	-3,6	5,2	-		
1.2.	-0,8	-0,6	-1,0	-0,7	-0,8	-0,6	-1,8	1,2	-		
2.2.	-1,2	-1,2	-1,5	-0,8	-1,2	-0,8	-2,8	-2,0	2,5		
3.2.	-1,4	0,2	1,9	1,6	0,6	3,2	-1,6	4,8	-		
4.2.	0,4	1,3	-1,1	-0,6	0,0	3,4	0,0	3,4	-		
5.2.	-0,8	0,4	1,6	1,2	0,6	2,8	-0,8	3,6	-		
6.2.	0,0	0,4	-2,6	-1,5	-1,0	2,8	-0,2	3,0	1,8	*	
7.2.	1,2	2,7	3,6	3,6	2,8	5,4	0,5	4,9	9,8		
8.2.	3,2	4,4	1,0	1,5	2,5	5,3	2,3	3,0	4,0		
9.2.	3,2	2,0	2,8	3,6	2,9	4,0	1,7	2,3	1,0		
10.2.	1,8	1,8	2,4	3,0	2,3	3,4	1,2	2,2	0,2		
11.2.	1,2	-1,8	1,9	1,7	0,8	3,2	-2,0	5,2	5,6		
12.2.	2,4	2,8	1,8	2,8	2,5	4,0	-2,1	6,1	2,0		
13.2.	1,0	1,8	4,4	4,0	2,8	5,1	1,2	3,9	(3,1)		

Tab. 3: Auftautiefen im Meßtal.

Profil- punkte	Auftautiefe (cm)		Diff. (cm)
	19.1.84	8.2.84	
1	62	65	3
2	53	52	0
3	62	34	19
4	60	69	9
5	39	68	29
6	27	(15)*	-
7	22	(15)*	-
8	63	64	1
9	69	72	3
10	70	70	0
11	55	62	7
12	56	76	20
13	94	67	- 27
14	(80)	70	- 10
15	50	-	-
16	57	59	2
17	52	67	15
18	(85)	(87)	(2)
19	(65)	?	-
20	(70)	?	-

(85) = Bohrung endete auf größerem Block
(15)* = Werte am Rande eines perennierenden Schneeflecks
? = Kernverlust durch sandiges Substrat

Tab. 4: Temperaturmeßwerte der bodennahen Luftschicht (30 cm über dem Boden, nach Minimum- bzw. Maximum-Thermometer) und der Bodenoberfläche (nach Terminbeobachtungen) 45 m ü.M. in der Nähe der Flugplatzstation.

Datum	Luft			Boden (Terminbeobachtungen)				
	MIN.	MAX.	MITT.	T	MIN.	MAX.	MITT.	T
1./19.1.	0,5	7,5	4,0	7,0	1,6	18,3	10,0	16,7
2./20.1.	-0,0	3,8	1,9	3,8	1,2	6,1	3,7	4,9
3./21.1.	-0,4	4,0	1,8	4,4	4,2	9,2	6,7	5,0
4./22.1.	-0,0	4,5	2,3	4,5	1,5	4,2	2,4	2,7
5./23.1.	1,6	6,8	4,2	5,2	3,5	8,9	6,2	5,4
6./24.1.	2,0	4,0	3,0	2,0	2,7	6,7	4,7	4,0
7./25.1.	1,6	4,6	3,1	3,0	2,1	3,6	2,9	1,5
8./26.1.	1,7	4,5	3,1	2,8	1,7	3,1	2,4	1,4
9./27.1.	0,6	4,0	2,3	3,4	2,0	9,2	5,6	7,2
10./28.1.	-1,4	3,9	1,3	5,3	0,3	6,3	3,0	1,7
11./29.1.	-2,3	0,5	-0,9	2,8	-0,8	1,8	0,5	2,6
12./30.1.	-2,0	4,1	1,1	6,1	-1,0	25,0	12,0	26,0
13./31.1.	-3,6	6,3	1,4	5,0	-0,4	17,4	8,5	17,8
14./1.2.	-3,4	4,7	0,7	8,1	0,3	3,7	2,0	3,4
15./2.2.	-3,4	3,2	-0,1	6,6	-0,4	3,4	1,5	3,8
16./3.2.	-2,7	2,5	-0,1	5,2	-0,0	2,9	1,5	2,9
17./4.2.	-0,7	6,2	2,8	6,9	0,8	12,4	6,6	11,6
18./5.2.	-0,0	3,4	1,7	3,4	0,6	7,9	4,3	7,3
19./6.2.	-0,6	4,5	2,0	5,1	1,8	11,7	6,8	9,9
20./7.2.	0,6	6,3	2,9	5,7	2,2	4,0	3,1	1,8
21./8.2.	2,4	5,2	3,8	2,8	3,7	6,9	5,3	3,2
22./9.2.	1,1	5,4	3,3	4,3	2,5	6,5	4,5	4,0
23./10.2.	0,7	3,6	2,2	2,9	2,0	3,4	2,7	1,4
24./11.2.	-1,8	3,5	0,9	5,3	-1,0	4,6	1,8	5,6

Tab. 5: Bodenphysikalische Kennwerte der Bodenprofile auf dem Meßhang.

LOKALITÄT	Kornfraktionen (Gew. %)				PV (Vol. %)	kf m/s * 10 ⁻⁵
	Kies	Sand	Schluff	Ton		
Asche-Hang, oben	42,6	46,4	10,3	0,7	45,2	0,90
Asche-Hang, unten	43,4	44,4	11,7	0,5	42,5	3,05
Meßhang, oben	44,4	40,9	12,8	1,8	42,7	0,89
Meßhang, Mitte	25,5	50,1	22,9	1,5	40,1	1,27
Meßhang, unten	36,1	43,3	18,3	2,3	41,1	2,40
Talauengrabung	65,0	20,6	13,0	1,4	37,5	4,32

Tab. 6: Niederschlag, potentieller Abfluß (Q), Schnee und Lufttemperaturen; Monatswerte der Station Bellingshausen 1983.

Monat	Nied. (mm)	Q pot. (mm)	S Schnee (mm)	Lufttemp. (°C)
Jan. 83	62,0	62,0	-	1,5
Febr. 83	29,5	29,5	-	1,2
März 83	101,2	101,2	-	0,4
April 83	25,1	-	25,1	- 0,8
Mai 83	52,3	-	52,3	- 3,5
Juni 83	33,2	-	33,2	- 4,8
Juli 83	102,3	-	102,3	- 5,3
Aug. 83	34,2	-	34,2	- 3,1
Sept. 83	66,0	-	66,0	- 4,3
Okt. 83	33,6	-	33,6	- 2,6
Nov. 83	58,3	-	58,3	- 0,4
Dez. 83	39,6	39,6	-	0,8
Summe 83	637,3	232,3	405,0	

Tab. 7: Wasserbilanz des Einzugsgebietes des Windbachs vom 27.1. bis zum 11.2.1984.

Wasserhaushaltsparameter	gemessen	berechnet
Abfluß 27.1. - 31.1.1984	21 500 m ³	
Schneesmelze (70 mm, 42% Wassergehalt, 40% Schneebedeckung)	21 200 m ³	
Differenz		300 m ³
Abfluß 1.2. - 11.2.1984	358 700 m ³	
Schneesmelze (330 mm, 42% Wassergehalt, 40% Schneebedeckung)	99 800 m ³	
Niederschlagsabfluß	29 400 m ³	
Differenz (zusätzlicher Schnee- schmelzabfluß)		229 500 m ³

Tab. 8: pH-Werte (H₂O; 0,1 n KCl) von Bodenproben der Fildeshalbinsel.

Probe	cm Tiefe	pH H ₂ O	pH KCl	
1.1	10 - 15	7,0	6,1	Braunerde in situ,
2.1.1	0 - 2	6,7	4,9	Flechten- und Moos-Tundra
2.1.2	0 - 5	7,2	6,2	kryomorphe Braunerde ohne
2.2	10 - 15	7,0	6,2	Bewuchs
2.3	20 - 40	7,5	6,2	" "
3.1	5 - 10	7,3	5,8	Soliflukationsdecke
3.2	12 - 15	7,8	6,3	" "
4.1	0 - 5	6,8	5,8	vorzeitl. Strandwall
4.5	3 - 10	7,5	6,2	Soliflukationsdecke
4.7	0 - 10	7,4	5,9	" "
4.11	40 - 50	8,5	7,1	" (CaCO ₃)

Tab. 9: Luft- und Bodentemperaturen Nähe Station Teniente Marsh 45 m ü.M.

	N- Hang	F1.	S- Hang	OT	T- Ampl.
mittlere Lufttemperatur 1 m über Boden	2,1	2,3	2,3	2,2	0,2
mittlere Lufttemperatur 2 cm über Boden	3,6	3,4	3,3	3,4	0,3
mittlere Bodentemperatur Oberfläche	4,6	3,9	3,5	4,0	1,1
mittlere Bodentemperatur - 2 cm	5,1	3,8	3,4	4,1	1,7
mittlere Bodentemperatur - 5 cm	4,4	3,3	2,9	3,5	1,5
mittlere Bodentemperatur - 10 cm	4,1	2,9	2,7	3,2	1,4
mittlere Bodentemperatur - 20 cm	4,0	2,8	2,0	2,9	2,0
mittlere Bodentemperatur -2-20 cm	4,4	3,1	2,8	3,4	1,6
mittlere Bodentemperatur 0-20 cm	4,4	3,3	2,9	3,5	1,5

Tab.10: Boden- und Lufttemperaturen in der Nähe der Station Teniente Marsh, Fildeshalbinsel / König-Georg-Insel 45 m ü.M.; Substrat: Lehmiger Andesitzersatz.

I. Nord-Hang (Sonnenhang) 15° Neigung

Datum 1984	Uhrzeit	Bodentemperaturen in ... cm Tiefe					Lufttemperatur in ... cm Höhe	
		20	10	5	2	0	2	100
19.1.	12.00	6,5	6,1	6,1	6,5	18,3	6,4	-
	15.00	6,5	8,6	12,1	14,2	13,5	8,1	-
	19.00	7,3	9,1	9,7	9,9	8,1	5,1	-
	21.00	7,1	8,4	8,1	7,5	3,5	3,3	-
20.1.	8.00	5,8	4,9	3,6	3,0	1,3	1,3	-
	14.00	5,0	4,1	4,0	4,3	3,9	3,3	-
	20.30	5,0	5,1	4,8	4,5	3,4	2,2	-
21.1.	7.15	4,2	3,5	3,2	3,3	4,2	2,7	-
	17.00	4,7	5,7	6,8	7,6	6,6	5,0	3,8
22.1.	9.00	3,5	2,8	2,6	2,8	-	-	2,5
	14.00	3,5	3,5	3,6	4,1	-	-	3,4

(Fortsetzung Nord-Hang)

Datum 1984	Uhrzeit	Bodentemperaturen in ... cm Tiefe					Lufttemperatur in ... cm Höhe		
		20	10	5	2	0	2	100	

23.1.	21.00	3,6	4,0	4,0	3,5	-	-	2,6	
	7.00	3,5	3,3	3,3	3,6	3,6	3,5	3,3	
	14.00	3,7	5,0	6,8	8,3	7,3	6,6	5,5	
	20.30	4,5	5,2	5,1	5,0	3,7	3,6	3,2	
24.1.	7.15	3,8	3,7	3,6	3,6	3,7	3,2	2,8	
	14.45	4,0	4,4	5,0	6,0	6,2	5,3	4,4	
	21.00	4,1	4,1	4,0	3,7	2,7	2,6	2,3	
25.1.	7.00	3,5	3,2	3,0	3,0	2,8	2,6	2,3	
	14.00	3,5	3,7	4,0	4,3	3,6	2,6	2,6	
	21.00	3,7	4,0	4,0	3,6	2,4	2,1	1,9	
26.1.	7.00	3,2	2,8	2,5	2,2	2,2	2,0	2,3	
	20.30	2,8	4,5	4,5	5,1	3,1	3,1	2,6	
27.1.	7.00	3,6	3,2	2,9	2,9	2,7	2,0	1,5	
	14.00	3,8	5,4	7,1	8,6	9,2	7,0	2,7	
	21.30	4,9	5,9	5,6	4,9	2,0	1,4	1,0	
28.1.	7.00	3,6	2,7	1,8	1,6	1,0	0,8	0,2	
	14.30	4,5	7,5	9,6	10,2	6,3	3,8	2,0	
	21.00	4,8	5,0	4,3	3,5	1,1	0,9	0,4	
29.1.	7.00	3,5	2,5	1,5	0,9	-0,8	-0,9	-1,0	
	14.00	3,0	2,5	2,2	2,7	1,8	0,7	0,0	
	21.00	3,0	2,5	2,0	1,5	0,0	-0,2	-0,7	
30.1.	7.00	2,2	1,5	0,7	0,2	0,6	0,0	-0,4	
	14.00	3,0	7,1	13,0	17,8	25,0	9,6	2,6	
	21.00	5,1	6,5	5,7	4,4	-0,6	-0,9	-1,1	
31.1.	7.00	3,2	2,0	0,7	-0,1	1,3	1,2	-0,7	
	21.00	7,1	9,7	9,2	7,7	0,9	0,4	0,0	
1.2	7.00	4,9	4,1	3,5	3,4	2,1	1,0	-0,4	
	21.00	5,0	5,9	5,5	4,5	0,3	0,2	-0,7	
2.2	7.00	3,5	2,8	1,8	1,2	-0,4	+	-1,2	Schnee
	14.00	3,2	2,4	1,6	1,0	0,4	+	1,8	
	21.00	2,8	2,3	1,5	1,1	0,0	1,8	-0,4	
3.2	7.00	2,4	1,6	0,9	0,5	2,4	3,9	2,1	
	21.00	4,7	6,2	5,5	4,5	2,9	2,0	0,8	
4.2	7.30	3,5	2,6	1,7	1,6	2,1	2,7	1,3	
	11.00	3,4	3,6	4,6	5,9	6,4	4,9	3,0	
	14.00	4,7	5,2	8,7	10,6	12,4	8,1	4,1	
	17.00	4,3	7,0	9,7	11,4	8,3	7,9	3,7	
	20.00	5,0	7,1	7,6	7,7	6,1	5,7	4,3	
5.2.	8.00	4,0	3,1	2,3	2,1	1,3	3,4	0,3	
	9.30	4,7	3,2	2,8	3,0	3,2	2,5	1,0	
	11.00	4,7	3,5	3,7	4,4	6,6	6,6	1,4	
	12.00	4,7	3,7	4,2	5,1	6,4	6,1	2,0	
	14.00	3,7	4,3	5,4	6,9	7,9	5,5	2,3	
	15.00	3,7	4,7	6,0	7,0	6,6	6,2	2,3	
	16.00	4,0	5,0	6,0	6,7	7,9	6,7	2,2	
	17.00	4,1	5,1	6,2	7,4	7,5	7,1	2,4	
	18.00	4,2	5,2	6,1	6,8	6,5	6,3	1,9	
	19.00	4,2	5,2	5,7	6,0	3,6	4,2	1,7	
	21.00	4,3	4,8	4,5	4,0	2,0	2,0	0,9	
6.2.	7.30	3,4	2,6	1,9	1,6	1,8	1,7	0,0	

(Fortsetzung Nord-Hang)

Datum 1984	Uhrzeit	Bodentemperaturen in ... cm Tiefe					Lufttemperatur in ... cm Höhe	
		20	10	5	2	0	2	100

	14.00	3,5	4,9	7,2	9,7	11,7	8,0	3,8
	20.30	4,4	5,1	4,8	4,1	2,0	2,0	1,2
7.2.	7.00	3,4	2,8	2,5	2,3	2,2	2,2	2,3
	14.00	3,4	4,1	4,6	4,9	4,0	3,9	3,3
	20.30	3,6	3,7	3,6	3,5	3,1	3,1	3,3
8.2.	7.00	3,3	3,2	3,3	3,7	3,8	3,8	3,9
	14.00	3,4	3,8	4,3	5,0	5,7	5,1	4,7
	21.00	3,9	4,6	4,7	4,7	4,1	4,1	3,0
9.2.	7.00	3,5	3,2	3,0	3,0	2,8	2,9	2,5
	9.00	3,4	3,2	3,1	3,2	3,4	3,1	2,4
	14.00	4,1	5,1	6,5	6,5	6,5	5,5	3,4
	20.00	3,8	4,5	4,5	4,1	4,0	4,4	3,8
10.2.	7.30	3,0	2,5	2,1	2,1	2,1	3,0	2,6
	21.00	3,6	4,4	4,5	4,4	3,4	4,7	1,4
11.2.	7.00	2,9	2,1	1,3	0,9	0,1	-0,1	-1,8
	21.00	3,3	3,3	2,6	1,7	0,1	0,2	0,3
12.2.	7.00	2,8	2,5	2,3	2,1	1,7	1,7	1,6
	14.00	2,9	4,0	7,2	11,5	13,1	10,5	4,0
	19.00	4,2	5,8	5,9	5,4	3,1	3,0	1,6

II. Fläche (bis 4° Neigung gegen Süd)

19.1.	12.00	2,7	2,6	3,1	4,5	18,0	4,7	-
	15.00	2,8	3,9	5,8	7,7	10,1	6,6	-
	19.00	3,0	4,6	5,5	5,6	5,4	5,5	-
	21.00	3,2	4,3	4,6	4,4	1,6	1,6	-
20.1.	8.00	2,9	2,3	2,0	2,0	1,2	1,1	-
	14.00	2,5	2,3	2,9	4,5	5,9	4,4	-
	20.30	2,7	3,6	4,0	4,0	3,1	3,0	-
21.1.	7.15	2,6	2,0	2,0	2,7	4,2	3,6	-
	17.00	2,8	4,7	6,6	8,5	9,2	5,4	3,4
22.1.	9.00	2,6	2,0	2,1	2,6	-	-	-
	14.00	2,5	2,8	3,4	4,2	-	-	-
	21.00	3,8	3,8	4,2	4,1	-	-	-
23.1.	7.00	2,8	2,9	3,0	3,5	3,8	3,3	3,2
	14.00	3,0	4,2	6,1	8,3	8,9	6,8	4,9
	20.30	3,6	5,1	5,8	5,6	4,1	3,6	3,3
24.1.	7.15	3,5	3,5	3,5	3,8	3,6	3,3	3,0
	14.15	3,5	4,2	5,1	6,5	6,4	5,0	4,4
	21.00	3,7	4,5	4,6	4,3	3,4	2,9	2,5
25.1.	7.00	3,4	3,1	3,0	3,0	3,0	2,5	2,3
	14.00	3,2	3,2	3,5	3,6	2,7	2,6	2,5
	21.00	3,1	3,5	3,9	4,0	2,5	2,2	2,1
26.1.	7.00	3,0	2,5	2,2	2,1	1,7	1,7	1,6
	20.30	2,8	4,5	4,5	5,1	3,1	3,1	2,6
27.1.	7.00	2,9	2,5	2,4	2,3	3,0	2,9	1,6

(Fortsetzung Fläche)

Datum 1984	Uhrzeit	Bodentemperaturen in ... cm Tiefe					Lufttemperatur in ... cm Höhe	
		20	10	5	2	0	2	100
	14.00	2,7	3,4	4,4	5,6	6,7	4,8	4,3
	21.30	3,2	4,1	4,1	3,6	2,3	2,1	1,3
28.1.	7.00	2,7	1,8	1,1	0,7	1,4	1,3	0,8
	14.30	2,5	3,5	4,7	6,0	6,0	4,3	2,7
	21.00	3,0	3,5	3,2	2,5	1,0	0,8	0,6
29.1.	7.00	2,3	1,4	0,8	0,5	-0,7	-0,8	-0,9
	14.00	1,8	1,1	0,7	1,0	1,7	0,7	0,5
	21.00	1,6	1,1	0,9	0,5	0,5	0,5	-0,3
30.1.	7.00	1,4	0,5	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0
	14.00	1,3	1,6	2,7	4,3	5,0	4,0	3,2
	21.00	1,7	2,6	2,6	1,9	-1,0	-1,0	-0,9
31.1.	7.00	1,4	0,6	0,2	0,0	-0,4	-0,3	-0,6
	21.00	1,7	3,3	4,0	3,6	3,3	2,8	1,5
1.2.	7.00	1,6	0,9	0,6	0,3	0,8	0,3	-0,4
	21.00	1,8	3,4	3,9	3,4	2,8	1,4	0,0
2.2.	7.00	1,5	1,0	0,6	0,5	-0,7	+	-2,2
	14.00	1,3	0,7	0,7	1,4	1,4	1,2	0,0
	21.00	1,1	1,1	1,6	1,6	0,0	-0,5	0,7
3.2.	7.00	1,0	0,3	0,1	0,0	0,0	0,8	0,9
	21.00	1,2	3,0	4,0	4,8	1,8	1,5	1,1
4.2.	7.30	1,3	0,8	0,6	0,5	3,5	2,9	1,6
	11.00	1,2	1,4	2,6	4,6	5,4	4,7	4,0
	14.00	1,4	2,7	4,7	7,1	8,9	7,6	4,9
	17.00	1,6	3,7	5,7	8,0	8,5	7,6	4,2
	20.00	2,2	4,4	5,6	6,5	8,7	7,7	3,6
5.2.	8.00	2,2	1,8	1,6	1,5	1,4	1,4	1,0
	9.30	2,1	1,7	1,7	2,0	3,4	3,3	1,6
	11.00	2,1	1,7	2,1	2,7	4,4	4,3	2,0
	12.00	2,0	1,9	2,4	3,2	3,4	2,9	1,9
	14.00	2,0	2,2	3,2	4,6	6,4	5,5	3,7
	15.00	2,0	2,5	3,6	4,6	4,3	3,0	2,2
	16.00	2,0	2,7	3,6	4,5	5,4	4,7	2,0
	17.00	2,1	2,8	3,9	4,9	4,6	4,7	2,5
	18.00	2,1	3,0	3,9	4,6	4,1	3,9	3,0
	19.00	2,1	3,1	3,7	4,0	3,1	3,0	1,4
	21.00	2,2	2,9	3,1	2,8	1,5	2,6	1,5
6.2.	7.30	2,0	1,3	1,0	1,0	1,2	1,4	0,0
	14.00	1,8	2,9	4,9	7,7	9,0	6,7	5,2
	20.30	2,6	4,6	5,2	5,0	2,2	1,9	1,6
7.2.	7.00	2,6	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,1
	14.00	2,4	3,2	4,1	4,8	4,8	3,9	2,9
	20.30	2,7	3,3	3,5	3,6	3,1	3,1	2,9
8.2.	7.00	2,6	2,6	2,9	3,5	4,0	3,9	3,6
	14.00	2,6	3,2	4,1	5,1	6,1	5,1	4,0
	21.00	3,1	4,5	5,2	5,4	4,0	3,7	2,7
9.2.	7.00	3,1	2,9	2,9	3,0	3,2	3,2	2,2
	9.00	3,0	2,9	3,0	3,2	4,2	4,0	2,2
	14.00	2,9	3,6	4,7	6,4	7,6	6,3	3,7
	20.00	3,2	4,1	4,6	4,8	4,8	4,6	2,9
10.2.	7.30	2,7	2,1	2,0	2,1	2,7	2,5	2,3

Schnee

(Fortsetzung Fläche)

Datum 1984	Uhrzeit	Bodentemperaturen in ... cm Tiefe					Lufttemperatur in ... cm Höhe		
		20	10	5	2	0	2	100	
11.2.	21.00	3,1	4,1	4,6	4,5	3,2	2,6	1,5	
	7.00	2,7	1,9	1,5	1,1	0,6	-0,5	-1,6	
	21.00	2,9	3,5	3,2	2,7	0,1	0,0	0,4	
12.2.	7.00	2,6	2,4	2,3	2,3	1,5	1,5	1,4	
	14.00	2,5	2,6	3,4	5,2	8,5	8,5	3,8	
	19.00	2,6	3,6	4,0	3,8	2,2	2,0	1,4	

III. Süd-Hang (Schattenhang)

19.1.	12.00	2,5	2,8	3,5	5,0	16,3	6,9	-
	15.00	2,6	4,7	6,2	8,0	10,5	7,7	-
	19.00	3,2	5,3	5,6	5,6	5,2	4,5	-
	21.00	3,3	4,9	4,7	4,5	2,4	2,3	-
20.1.	8.00	2,5	2,2	1,9	2,0	1,7	1,0	-
	14.00	2,1	2,5	3,2	5,0	6,1	5,0	-
	20.30	2,5	3,8	4,0	4,0	2,6	2,6	-
21.1.	7.15	2,0	1,8	1,8	2,6	4,2	3,7	-
	17.00	2,6	5,4	7,0	8,3	7,3	6,3	5,0
22.1.	9.00	1,9	1,4	1,1	1,5	-	-	-
	14.00	1,9	2,6	3,0	3,9	-	-	-
	21.00	2,2	3,5	3,6	3,6	-	-	-
23.1.	7.00	2,1	2,6	2,7	3,2	3,5	3,2	3,3
	14.00	2,3	4,2	5,8	7,7	7,7	6,0	5,0
	20.30	3,0	4,9	5,1	5,1	3,8	3,4	3,3
24.1.	7.15	2,6	3,0	3,0	3,5	3,6	3,4	3,6
	14.15	2,8	4,1	4,9	6,3	6,7	5,2	4,2
	21.00	3,0	4,2	4,1	4,0	3,3	3,2	3,1
25.1.	7.00	2,5	2,7	2,5	2,9	2,4	2,3	2,4
	14.00	2,5	3,1	3,3	3,9	2,9	2,7	2,5
	21.00	2,5	3,5	3,6	3,6	2,5	2,3	2,3
26.1.	7.00	2,1	2,1	1,9	2,0	2,0	1,8	1,6
	20.30	2,8	4,5	4,5	5,1	3,1	3,1	2,6
27.1.	7.00	2,4	2,3	2,0	2,1	2,3	2,2	1,9
	14.00	2,3	3,8	4,5	5,6	4,3	4,4	3,8
	21.30	2,9	3,7	3,3	2,7	2,0	2,0	1,1
28.1.	7.00	2,0	1,3	0,5	0,2	0,3	1,4	1,2
	14.30	1,6	2,5	3,5	4,6	5,0	4,8	3,6
	21.00	2,0	2,5	1,9	1,3	0,4	0,3	0,5
29.1.	7.00	1,4	0,9	0,2	0,1	-0,5	-0,4	-0,9
	14.00	1,0	0,5	0,1	0,1	0,4	0,9	0,5
	21.00	0,7	0,4	0,0	0,0	-0,3	-0,1	-0,3
30.1.	7.00	0,5	0,2	-0,1	0,0	0,0	0,1	-0,1
	14.00	0,4	0,2	0,0	0,4	2,9	7,8	3,2
	21.00	0,6	1,1	0,8	0,6	-0,8	-0,8	-1,0
31.1.	7.00	0,5	0,2	-0,1	-0,1	-0,4	-0,5	-0,7
	21.00	1,0	2,5	2,5	2,5	1,0	2,0	1,8

(Fortsetzung Südhang)

Datum 1984	Uhrzeit	Bodentemperaturen in ... cm Tiefe					Lufttemperatur in ... cm Höhe	
		20	10	5	2	0	2	100

1.2.	7.00	0,8	0,5	0,1	0,1	0,7	1,0	0,1
	21.00	1,2	2,8	2,7	2,5	0,7	0,9	1,2
2.2.	7.00	0,9	0,6	0,1	0,0	-1,4	-1,4	-1,2
	14.00	0,6	0,4	0,0	0,2	3,4	3,7	-0,3
	21.00	0,6	1,0	1,0	1,0	-0,4	-0,2	-0,5
3.2.	7.00	0,5	0,3	0,0	0,0	0,2	0,7	0,3
	21.00	1,0	2,7	2,8	2,5	1,1	1,4	1,2
4.2.	7.00	1,0	0,8	0,3	0,2	0,8	2,0	1,4
	11.00	0,9	1,1	1,8	3,1	5,2	4,3	3,0
	14.00	1,0	2,6	4,2	6,1	8,8	7,7	3,5
	17.00	1,4	3,9	5,5	7,0	10,5	11,1	4,7
	20.00	2,0	4,4	5,1	6,1	5,8	4,6	3,1
5.2.	8.00	1,7	1,5	0,9	0,6	0,7	1,0	0,7
	9.30	1,6	1,3	1,0	1,3	2,8	2,4	1,5
	11.00	1,5	1,5	1,6	2,4	4,0	3,2	2,0
	12.00	1,5	1,7	2,0	3,0	3,9	3,9	2,1
	14.00	1,5	2,2	3,0	4,2	6,3	7,1	3,4
	15.00	1,5	2,5	3,4	4,3	4,5	3,8	2,4
	16.00	1,6	2,8	3,5	4,4	5,8	5,3	2,8
	17.00	1,7	3,0	3,8	4,7	4,7	4,2	2,3
	18.00	1,7	3,1	3,7	4,4	3,6	3,1	2,1
	19.00	1,8	3,1	3,5	3,7	2,7	2,5	1,9
	21.00	2,0	2,9	2,6	2,4	1,0	1,0	1,0
6.2.	7.30	1,5	1,0	0,6	0,6	0,7	1,1	0,3
	14.00	1,4	2,6	3,9	5,6	6,5	7,7	5,1
	20.30	2,1	3,8	3,8	3,7	2,5	2,4	1,6
7.2.	7.00	1,8	1,6	1,5	1,7	2,4	2,4	2,1
	14.00	1,8	3,2	4,0	4,7	4,9	4,3	3,2
	20.30	2,2	3,2	3,2	3,5	3,0	3,0	2,9
8.2.	7.00	2,0	2,6	2,7	3,5	3,9	3,8	3,7
	14.00	2,1	3,5	4,2	5,5	6,9	6,4	5,3
	21.00	2,9	4,7	5,1	5,2	4,6	3,6	3,2
9.2.	7.00	2,6	2,8	2,6	2,4	2,6	2,5	2,2
	9.00	2,5	2,8	2,7	3,1	3,3	2,9	2,6
	14.00	2,6	3,7	4,6	6,1	5,9	4,3	3,6
	20.00	2,8	4,2	4,5	4,7	3,7	3,6	2,7
10.2.	7.30	2,2	1,9	1,7	2,0	2,8	2,8	2,3
	21.00	2,6	4,1	4,2	4,1	2,6	2,0	1,6
11.2.	7.00	2,1	1,7	1,1	0,9	0,5	-0,5	-1,4
	21.00	2,5	3,5	3,0	2,2	0,0	0,0	0,1
12.2.	7.00	2,0	2,2	2,0	2,1	1,5	1,5	1,4
	14.00	2,0	2,7	3,5	5,0	8,8	7,7	4,5
	19.00	2,5	3,8	3,9	3,9	2,7	2,6	1,4
