

**Geomorphologisch-glaziologische
Detailkartierung des arid-hochpolaren
Borgmassivet,
Neuschwabenland, Antarktika**

**Large-scale geomorphologic-glaciological
mapping of the arid high-polar
Borgmassivet,
Neuschwabenland, Antarctica**

Karsten Brunk

Anschrift des Autors:
Karsten Brunk
Institut für Physische Geographie der
Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main
Senckenberganlage 36
D-6000 Frankfurt am Main 11

Druckfassung einer Dissertation
Fachbereich Geowissenschaften der
Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main

VORWORT

Die vorliegende Arbeit (einschließlich der beiliegenden thematischen Karte) ist das Ergebnis eines Geländeaufenthaltes im Januar/Februar 1985 in der Antarktis sowie einer Auswertung von Luft- und Satellitenbildern des Arbeitsgebietes. Für die Betreuung und Förderung dieser Arbeit, für zahlreiche Anregungen, und nicht zuletzt für die kritische Durchsicht des Entwurfes, gilt mein besonderer Dank meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. G. Nagel (Institut für Physische Geographie, Universität Frankfurt).

Die Durchführung des Vorhabens wäre nicht ohne die vielfältige und stets sehr entgegenkommende Unterstützung durch den zweiten Berichterstatter, Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr. rer. nat. h.c. H. Schmidt-Falkenberg, im Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG), Frankfurt am Main, möglich gewesen, wofür ich herzlich danken möchte.

Die Teilnahme an der Antarktisexpedition 1984/85 habe ich Mr. E. Fitschen (Surveys & Mapping, Kapstadt) und Herrn Dr.-Ing. J. Sievers (IfAG) zu verdanken. Für die bereitwillige Unterstützung während und im Anschluß an die Geländearbeiten gilt mein Dank Herrn Dr.-Ing. R. Staiger (Universität Karlsruhe), Herrn Dipl.-Ing. (FH) F. Krämer (IfAG) und Mr. R. Wonnacott (Surveys & Mapping). Dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI, Bremerhaven) und dem Department of Transport (Pretoria) bin ich für die Schaffung der logistischen Voraussetzungen zu Dank verpflichtet.

Das IfAG hat dankenswerterweise die Kartierunterlagen (Orthophotos, Höhenlinienpläne und Kartennetze) vom Arbeitsgebiet zugänglich gemacht, an deren Herstellung mehrere Mitarbeiter der Abteilung Photogrammetrische Forschung beteiligt waren. Besonders bedanken möchte ich mich bei Herrn Dr.-Ing. K. Schürer, Herrn Dipl.-Ing. H. Walter, Frau Dipl.-Ing. (FH) G. Heiderich, Herrn Dipl.-Ing. (FH) A. Grindel, Frau Dipl.-Ing. (FH) B. Heiderich, Herrn H.G. Neubauer, Herrn G. Sedlaczek und Herrn M. Krause. Desweiteren danke ich Herrn Dr. K. Niemz, Frau C. Brüggen und Frau I. Manche sowie zahlreichen weiteren Mitarbeitern des IfAG für ihre vielfältige Unterstützung.

Bedanken möchte ich mich auch für die wertvollen kartographischen Hinweise und Hilfen, die ich durch Herrn Dipl.-Geograph G. Bodingbauer und Frau K. Budewig (beide IfAG) sowie Herrn Dr. W.-F. Bär und vor allem durch Frau Ing. (grad.) U. Bursian (beide Institut für Physische Geographie) erhielt. Mein Dank gilt außerdem meinem Kollegen, Herrn Dr. J. Heinrich, für seine Unterstützung bei der Erstellung und Durchsicht des Manuskripts.

Für die unentgeltliche Zusendung von Literatur, Karten usw. danke ich Dr. C. Swithinbank (bis 1986 British Antarctic Survey, Cambridge), Dr. Y. Yoshida (National Institute of Polar Research, Tokyo), Dr. H.H. Thomsen (Grønlands Geologiske Undersøgelse, Kopenhagen), Dr. O. Melander (Swedish Antarctic Research Secretariat, Stockholm), Prof. Dr. H. Röthlisberger (ETH, Zürich), Dr. W. Haeberli (World Glacier Monitoring Service, Zürich), Prof. E. Spiess (ETH, Zürich), Dr. G. Patzelt (Alpine Forschungsstelle Obergurgl, Universität Innsbruck), Prof. Dr.-Ing. K. Brunner (Universität der Bundeswehr, München) und Dr. R. Mäusbacher (Geographisches Institut, Universität Heidelberg).

Die vorliegende, im September 1988 abgeschlossene Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen des DFG-Schwerpunktpro-

grammes "Antarktisforschung" finanziell gefördert (Na 68/7-1 und /7-2), wofür ich mich an dieser Stelle bedanken möchte.

Weiterhin danke ich dem Institut für Angewandte Geodäsie für den Druck der beiliegenden Karte, und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung für die Aufnahme meiner Dissertation in die Reihe "Berichte zur Polarforschung", insbesondere Herrn Prof. Dr. D. Fütterer und dem Herausgeber Herrn Dr. F. Riemann.

Mein herzlichster Dank gilt schließlich meinen Eltern und vor allem meiner Frau Carine für ihre Hilfe und ihr Verständnis.

Rosbach-Rodheim v.d.Höhe, im August 1989

Karsten Brunk

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG	9
SUMMARY	12
1 EINLEITUNG	14
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	14
1.2 Lage und Entdeckung des Borgmassivet, kartographische Erfassung und geographische Namengebung	15
1.3 Die Antarktisexpedition 1984/85 ins Borgmassivet	18
1.4 Herstellung der Kartierunterlagen (Orthophotos und Höhen- linienpläne)	19
1.5 Durchführung der Geländearbeit und der Kartierung	20
2 DAS BORGMASSIVET UND SEINE UMGEBUNG	23
2.1 Allgemeine Angaben zur Geomorphologie und Glaziologie	23
2.1.1 Wissenschaftliche Erforschung und Forschungsergebnisse	23
2.1.2 Physiogeographischer Überblick	25
2.1.3 Vergletscherung und Typisierung der Gletscher	30
2.1.4 Regionale Einordnung und Charakterisierung des Borg- massivet im Rahmen geographischer Gliederungen	32
2.2 Faktoren der Reliefbildung und Vergletscherung	34
2.2.1 Geologie und Tektonik	34
2.2.2 Klima und Verwitterung	39
2.2.2.1 Temperatur- und Strahlungsverhältnisse	39
2.2.2.2 Wind und Niederschlagsverteilung, Akkumulation und Ablation	44
2.2.2.3 Mikroklima und arid-periglaziale Verwitterung	46
2.2.3 Rezente Gletscherdynamik und thermische Verhältnisse am Untergrund der Glaziosphäre	51
2.2.4 Klimageschichte und känozoische Vergletscherung der Antarktis	55
3 GEOMORPHOLOGISCHE UND GLETSCHERMORPHOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IM BORGMASSIVET	59
3.1 Glaziale Erosion und Akkumulation während des Känozoikums	59
3.2 Geomorphologische Prozeßbereiche und ihre rezente Geomor- phodynamik im arid-hochpolaren Periglazial	61
3.2.1 Prozeßbereiche der steilen Plateau- und Nunatak- flanken	61
3.2.2 Prozeßbereiche der Gipfelverebnungen	66
3.2.3 Prozeßbereich der randglazialen Moränen	68
3.3 Formenschatz an der Oberfläche der Glaziosphäre	68
3.3.1 Oberflächenformen der Gletscherbewegung	68
3.3.2 Äolische Prozesse und Formen an der Oberfläche der Glaziosphäre	68
3.3.3 Prozesse und Formen an der Oberfläche der Blaueisfelder und in Bereichen mit supraglazialem Schutt	70
4 DIE GEOMORPHOLOGISCH-GLAZIOLOGISCHE KARTE 1:50 000 DES BORGMASSIVET	73
4.1 Zur Wahl der Kartengrundlage und des Kartenmaßstabs	73
4.1.1 Die topographische Kartengrundlage: Linienkarte oder Bildkarte ?	73
4.1.2 Der Kartenmaßstab	75
4.2 Konzeption sowie inhaltliche und graphische Gestaltung der geomorphologisch-glaziologischen Karte	76
4.2.1 Konzeption und Inhaltselemente	76

6

4.2.2 Graphische Gestaltung der geomorphologischen und der glaziologischen Inhaltselemente (s. Kartenlegende)	78
5 BEISPIELE UND VORSCHLÄGE ZUR INHALTLICHEN UND GRAPHISCHEN GESTALTUNG GROßMAßSTÄBIGER TOPOGRAPHISCHER KARTEN VERGLETSCHERTER GEBIRGSREGIONEN	81
5.1 Beispiele für großmaßstäbige topographische Karten polarer und alpiner Gebirgsregionen	81
5.2 Vorschläge zur inhaltlichen und graphischen Gestaltung großmaßstäbiger topographischer Antarktiskarten	83
6 LITERATURVERZEICHNIS	85

BEILAGE

**Geomorphologisch-glaziologische Karte 1 : 50 000,
Borgmassivet, Neuschwabenland**

Geomorphologic-glaciological Map 1 : 50 000

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

	Seite
Abb. 1 Lage des Borgmassivet	16
Abb. 2 Borgmassivet; verkleinerter Ausschnitt aus den Blättern F6 (Borgmassivet) und G6 (Jutulstraumen) des norwegischen Kartenwerkes DRONNING MAUD LAND 1:250 000. NORSK POLARINSTITUTT 1961/62.	26
Abb. 3 Zentraler Teil des Borga-Plateaus. (Senkrechtluftbild IfAG 84 - 5.20, Bild 262).	28
Abb. 4 Nunatakker Veten und Fingeren (Mitte) sowie nördliche Teile des Högskavlen-Plateaus mit Högskavlpiggen und Högskavlnebbet. (Senkrechtluftbild IfAG 84 - 5.20, Bild 258).	29
Abb. 5 Tektonische Gliederung des Borgmassivet und dessen Umgebung. Interpretation einer Vergrößerung der LANDSAT-Satellitenbildkarte RITSCHERHOCHLAND 1:1 000 000 (SS 28-30). Höhenlinien nach Karte MAUDHEIMVIDDA AUST, Dronning Maud Land, 1:500 000 (Beilage zu GIÆVER & SCHYTT 1963).	35
Abb. 6 Geologische Schichtenfolge im Ritscherhochland. Zusammenfassende Darstellung (K. BRUNK) nach WOLMARANS & KENT (1982).	37
Abb. 7 Jahresmitteltemperaturen an der Schneeoberfläche im Kartiergebiet, sowie nach der Gleichung $T_0 = -17,5 - 0,55 h$ (SCHYTT 1960: 176) berechnete höhenabhängige Verteilung der Jahresmittelwerte	40
Abb. 8 Isoplethendiagramm der Sonnenhöhen h für $72^{\circ}30' S$. Gezeichnet (K. BRUNK) nach Berechnungen von R. STAIGER.	43
Abb. 9 Doleritblöcke mit ariden Verwitterungsformen auf der Gipfelverebnung des Borga-Plateaus SE des Spiret. Größtenteils mit Krusten überzogene Formen der Narben-/Lochverwitterung.	50
Abb. 10 Eisfluß und tektonische Strukturen in den Einzugsgebieten des Jutulstraumen und des Schyttbreen im westlichen Neuschwabenland. Interpretation von LANDSAT- und NOAA-7-Satellitenbildern und Satellitenbildkarten (RITSCHERHOCHLAND 1:1 000 000 (SS 28-30), NEUSCHWABENLAND 1982 1:3 000 000), ergänzt durch ausgewählte Fließgeschwindigkeiten und Höhen/Tiefen des subglazialen Reliefs.	53
Abb. 11 Profil durch den östlichen Raudberget (Lage s. Karte). Geologischer Aufbau und Reliefeinheiten; maximale Sonnenhöhen am 21. Dez. über nord- und südexponierten Hängen.	62
Abb. 12 Nordflanke des östlichen Raudberget. Steiles, durch Steinschlagrinnen gegliedertes Felsgelände aus Intrusivgestein (Dolerit) über Denudations-Glatthang aus Sedimentgestein der Raudberget Formation. In der Fortsetzung von Steinschlagrinnen bedeckt vor allem gravitativ, gelegentlich auch fluvial verlagterter Schutt den Glatthang.	64

- Abb. 13 Gipfelverebnung des Borga-Plateaus SE des Spiret (ca. 2550 m 67
ü. M.). Flaches Schuttfeld (polare Hammada) aus autochtonem
Dolerit-Detritus. Die Schneeflecken markieren teilweise die
Grenzen von Eiskeilpolygonen.
- Abb. 14 Von supraglazialem Schutt gesäumter südwestlicher Teil des 71
Blaueisfeldes Blåisen in der Umgebung des Nunataks "(1835)".
Blick vom Nunatak "(1910)" nach NW. Im Hintergrund die Nuna-
takker Framryggen (Mitte) und Framrabben.

ZUSAMMENFASSUNG

Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit sind die Bestandsaufnahme der geomorphologischen und der glaziologischen Verhältnisse im Borgmassivet sowie die großmaßstäbige kartographische Darstellung der entsprechenden Erscheinungen.

Bei dem Borgmassivet handelt es sich um eine intensiv vergletscherte Gebirgsregion in der ostantarktischen Trockenschneezone, die den Abhang des Inlandeisschildes mit mehreren Plateaus und Nunatakkern unterbricht. Der geringe Anteil der unvergletscherten Areale bedingt eine weitgehende Prägung des lokalen Klimas durch das glaziale Klima der umgebenden Inlandeisgebiete; hier übersteigen die Lufttemperaturen nie den Gefrierpunkt, und der Wind hat einen sehr großen Einfluß auf die Verteilung des Schneesiederschlags und damit auch auf die Vergletscherung. Bei den gegenwärtig herrschenden niedrigen Jahresmitteltemperaturen (unter $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$) sind die kalten, trägen Gletschermassen am Untergrund angefroren, so daß nicht mit nennenswerten glazialen Erosionsvorgängen zu rechnen ist.

Die wesentliche Ausbildung der heute anzutreffenden glazial gestalteten Oberflächenformen (einschl. der Formen des subglazialen Reliefs) erfolgte vor allem während des Oligozäns und Miozäns, als das Borgmassivet von warmen bzw. basal temperierten Gletschern überformt wurde. Die damit verbundene Gliederung der Plateau- und Nunatakkerflanken und die Ausräumung der meist tektonisch vorgezeichneten Täler kam mit dem Anfrieren der kälter werdenden Eismassen, wahrscheinlich spätestens im Laufe des Pliozäns, zum Erliegen. Im Borgmassivet sind, anders als in anderen antarktischen Gebirgsregionen, heute keine Spuren besonders hoher, glazialzeitlicher Eisrandlagen zu beobachten; hier sind die höchsten Moränen nur wenige Dekameter über den angrenzenden Gletscherarealen anzutreffen bzw. erhalten.

Unter den gegenwärtig herrschenden mesoklimatischen Bedingungen (Lokal-klima) beschränken sich die morphodynamischen Aktivitäten an der Oberfläche der **unvergletscherten Areale** auf Prozeßabläufe im Mikrobereich. Im arid-hochpolaren Periglazial des Borgmassivet setzen die meisten Verwitterungs- und Abtragungsprozesse eine ausreichende Hangbestrahlung bei gleichzeitig zur Verfügung stehender Feuchtigkeit voraus. Auf den strahlungsbegünstigten Hängen (dort sind an ca. 50 - 60 Tagen im Jahr Bodenfrostwechsel möglich) können dann Mechanismen der Insulationsverwitterung, der Frostverwitterung und der Salzverwitterung wirksam werden, die im kalt-ariden Milieu aber nur sehr geringe Aktivität entwickeln. Bei der Gesteinsaufbereitung spielen außerdem durch größere Wechsel der Lufttemperatur bedingte Kontraktions- und Ausdehnungsbewegungen sowie Prozesse der niveo-äolischen Korrasion eine Rolle.

Auf einer ca. 2500 m hoch gelegenen Gipfelverebnung wurden auch deutliche Anzeichen für chemische Verwitterung angetroffen, darunter mehrere typische aride Verwitterungsformen. Wegen der langsamen Prozeßabläufe sind zu deren Entstehung extrem lange Zeiträume notwendig. Die mit einer autochthonen Schuttdecke überzogenen Teile dieser Gipfelverebnung sind durch schlecht sortierte Steinringe (mit Feinerdeinseln) und durch Eiskeilpolygone (mit 2 - 4 m Durchmesser) gemustert. Ein Steinpflaster an der Oberfläche dieser Schuttdecke belegt die Deflation von Feinsubstrat.

Zu sichtbaren Abtragungsvorgängen kommt es nur an der Oberfläche ausreichend erwärmter und befeuchteter Bereiche im Steilrelief. Dort erfolgt

die Schuttverlagerung vor allem durch gravitative und denudative (denudativ wird hier für die komplexen Vorgänge bei der trockenen Solifluktion benutzt), untergeordnet auch durch cryogene und nivale Prozesse. Unterhalb der Steinschlagregion haben diese Prozesse, vor allem in Bereichen deren Untergrund aus verwitterungsanfälligen Sedimentgesteinen besteht, zur Entstehung typischer Denudations-Glatthänge (Richter-Denudationshänge) geführt. Die gegenüber den nahezu inaktiven südexponierten Flanken geringfügig größere morphodynamische Aktivität der strahlungsbegünstigten nördlichen Hänge kommt örtlich in einer Reliefasymmetrie zum Ausdruck.

Der Formschatz und die Beschaffenheit der **Gletscheroberflächen** werden im Borgmassivet besonders stark durch das Zusammenwirken von Relief und Wind geprägt. Die Entstehung teilweise riesiger Einzelformen (Triebsschneefahnen, Windkolke und Wächten) in bestimmten Reliefpositionen ist die Folge starker östlicher bis nordöstlicher Winde, die meist mit Schneeniederschlag verbunden sind. Im Lee der großen Strömungshindernisse haben Föhneffekte zur Bildung von Blaueisfeldern geführt. Nur an der Oberfläche dieser aus Gletschereis bestehenden Ablationsgebiete kommt es örtlich zur Anreicherung des wenigen im Eis enthaltenen Schuttes. Die Topographie der meist streifenförmigen supraglazialen Moränenareale ist das Ergebnis selektiver Ablationsprozesse.

Bei der Wahl der **topographischen Kartengrundlage**, die für die thematische Detailkarte des Borgmassivet benötigt wurde, sprachen mehrere Gründe für die Benutzung einer Höhenliniendarstellung und gegen die Wiedergabe der thematischen Karteninhalte zusammen mit einem Luftbildhintergrund. Als Kartengrundlage dient ein topographisch überarbeiteter Höhenlinienplan, der mit Hilfe eines Interpolationsprogrammes aus einem photogrammetrisch gewonnenen digitalen Geländemodell abgeleitet worden war.

Gegenstand der **geomorphologisch-glaziologischen Karte 1:50 000** des Borgmassivet ist die morphographisch-morphometrische, die substantielle und vor allem die genetisch-dynamische Charakterisierung sämtlicher Oberflächen mittels eines neuen Kartierkonzepts. Die Kartengestaltung erfolgt teilweise in Anlehnung an das deutsche GMK-25-Konzept (LESER & STÄBLEIN 1979) und an ein japanisches Kartiersystem (HIRAKAWA et al. 1984; IWATA et al. 1986), das bislang in zwei geomorphologischen Antarktiskarten benutzt wurde.

Abweichend von den japanischen Antarktiskarten werden bei dem im Borgmassivet realisierten Konzept die graphischen Darstellungsmittel für die Gletscheroberflächen nicht in einem eigenen Legendenteil erläutert, sondern in das übliche Gliederungsschema geomorphologischer Kartenlegenden integriert. Die Darstellung der morphographischen Reliefelemente sowie die der Einzelprozesse und deren Spuren erfolgt soweit möglich mit den gleichen Signaturen und Symbolen, die jedoch mit verschiedenen Farben wiedergegeben werden. Zur Kennzeichnung der Fels- und Schuttareale dienen schwarze bzw. rote Farben. Die Darstellung der schneefreien Gletscherbereiche erfolgt in blau, wie auch die Wiedergabe sämtlicher Erscheinungen, die mit der Gletscherbewegung in Zusammenhang stehen. Der äolisch geprägte Formschatz der schneebedeckten Oberflächen wird durch grüne Kartenzeichen verdeutlicht.

Die substantielle Charakterisierung beschränkt sich auf die Kennzeichnung der Fels- und Schuttareale, deren Untergrund aus Sedimentgesteinen besteht, und an der Oberfläche der Glaziosphäre auf die Darstellung der aus Eis oder Firn bestehenden Gletscherbereiche (Ablationsgebiete).

Zur Charakterisierung der ausgegliederten Prozeßbereiche werden bis zu drei an der Formung beteiligte Prozeßgruppen genannt. Im Bereich der heute unvergletscherten Areale erfolgt die Darstellung mit Flächenfarben, deren Farbgebung von der dominierenden Prozeßgruppe bestimmt wird. Für die Bereiche mit supraglazialer Akkumulation wird eine orientierte Schuttzeichnung in violett benutzt.

Die vorliegende Arbeit wird noch durch einige Vorschläge zu inhaltlichen und graphischen Gestaltung großmaßstäbiger topographischer Antarktiskarten ergänzt. Mit diesen Vorschlägen, die sich in Grundzügen an der Kartiermethode des Gebirgstopographen und -kartographen L. BRANDSTÄTTER (1983) orientieren, ist eine detaillierte Gebirgs- und Gletscherdarstellung in topographischen Karten möglich. Entsprechend gestaltete Karten bilden bei thematischen Kartierungen eine hilfreiche Kartierunterlage und auch einen wertvollen Kartenhintergrund.

SUMMARY

Large-scale geomorphologic-glaciological mapping of the arid high-polar Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarctica.

The present paper concentrates on geomorphological and glaciological conditions in the Borgmassivet and on large-scale cartographic representation of these phenomena.

The Borgmassivet is an intensively glaciated mountainous region in the East Antarctic dry snow zone, which intersects the slope of the inland ice sheet with several plateaus and nunataks. Caused by the low percentage of non-glaciated areas the local climate is strongly influenced by the glacial climate of the surrounding inland ice areas; the air temperature never rises above freezing point and the wind affects the distribution of snow precipitation and hence glaciation. At the low present annual mean temperatures (below -25°C), the cold, inert glacier masses are frozen to the ground, thus preventing any appreciable glacial erosion.

The presently existing landforms of glacial erosion (including forms of the subglacial relief) were principally created during the oligocene and miocene periods, when the Borgmassivet was covered by warm or warmbased glaciers. The sculpture of the plateau and nunatak flanks and the deepening of mostly tectonically controlled valleys came to an end when the ice masses froze to the ground, probably no later than during the pliocene era. The Borgmassivet, in contrast to other Antarctic mountainous regions, shows no traces of former particularly high, marginal trimlines; the highest moraines are to be found just a few decameters above the presently glacierized areas.

With the present mesoclimatic conditions (local climate), morphodynamic activities on the surface of **nonglacierized areas** are limited to processes in the micro-scale. In the arid high-polar periglacial of the Borgmassivet, most weathering and erosion processes presuppose sufficient slope radiation combined with adequate humidity. On the slopes affected by sufficient radiation (here freeze-thaw cycles at the ground-surface can occur on approx. 50 - 60 days p.a.), mechanisms of insolation weathering, frost weathering and salt weathering can become active. These, however, are relatively inactive in the cold-arid region. Rock crushing is also caused by large variations in air temperature acting on contraction and expansion, and by processes of niveo-eolian corrosion.

On a high summit plateau at 2,500 m, unmistakable traces of chemical weathering have been found, including several typical arid weathering forms. Under the existing conditions the formation of these forms is only possible after extremely long periods of time. The sections of this summit plateau which are covered with a layer of autochthonous detritus are patterned with badly sorted circles (with debris islands) and ice wedge polygons (with a diameter of 2 - 4 m). A boulder pavement on the surface of the detritus indicates the deflation of fine material.

Traces of erosion are only visible on sufficiently heated and moisten surfaces with steep relief. Here, detritus movement occurs mainly through gravitational and denudational processes (denudational is used for the complex processes of dry solifluction resp. soil creep), and secondarily through cryogenic and nival processes. Below the rockfall cliffs, these processes have created typical rectilinear slopes of denudation (Richter

denudation slopes), particularly in areas with easily weathered sedimentary rocks. The morphodynamic activity of the slopes with better insolation causes in parts an asymmetric relief.

The surface forms and the nature of the **glacier surfaces** in the Borgmassivet are greatly influenced by the interaction of relief and wind. The formation of large individual forms (drift mounds, windscoops and cornices) in certain relief positions is the result of strong easterly to north-easterly winds, which are mostly combined with snow precipitation. In the lee of large obstacles foehn effects have resulted in the formation of blue ice-fields. Only on the surface of these ablation areas enrichments of the small amount of detritus contained in the ice can be found. The topography of these supraglacial moraines, mostly in the form of stripes, is the result of selective ablation processes.

In the selection of the **topographic map basis** required for a detailed thematic map of the Borgmassivet, a number of reasons spoke for a contour representation and against reproduction of the thematic map contents on an aerial photo background. The chosen map basis is a topographically revised contour plot which has been derived from a digital terrain model.

The object of the **geomorphologic-glaciological map 1:50 000** of the Borgmassivet is the morphographic-morphometric, the substantial and above all the genetic-dynamic characterization of all surfaces using a new mapping concept. The general map design follows in parts the GMK-25-concept (LESER & STÄBLEIN 1979) and a Japanese mapping system, which has been used in two geomorphological maps of Antarctic regions (HIRAKAWA et al. 1984; IWATA et al. 1986).

In contrast to the Japanese Antarctic maps, the concept used for the Borgmassivet integrates the mapping symbols for the glacier surfaces into the usual division of geomorphological map legends. The representation of the morphographic relief elements as well as of individual processes and their traces was carried out as far as possible using the same conventional signs and symbols, but with different colours. For rock and detritus-covered areas black and reddish colours were used. All features on glacier ice, as well as all phenomena connected with glacial movement are mapped in blue. The aeolian range of forms of snow-covered surfaces is indicated by green symbols.

The substantial characterization is limited to that of rock or detritus areas with sedimentary bedrock. On the surface of the glaciosphere the areas of ice and firn (ablation areas) are mapped.

Characterization of eliminated process areas is attained by naming up to three types of processes involved. The presently nonglacierized areas are represented in colour tints. The areas with supraglacial accumulation of till are designated using an oriented detritus representation in violet.

This paper will be supplemented by several suggestions on the cartographic presentation of large-scale topographic Antarctic maps. These suggestions basically follow the mapping methods of the mountain topographer and cartographer L. BRANDSTÄTTER (1983) and allow detailed mountain and glacier representation in topographic maps. Such maps are also a very useful basis for thematic maps.

1 EINLEITUNG

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Aus den arid-hochpolaren Regionen der Antarktis liegen bis heute nur sehr wenige **geomorphologische** und **glaziologische Detailuntersuchungen** vor. Dies gilt insbesondere für die intensiv vergletscherten ostantarktischen Gebirgsgruppen am Rand des zentralen Inlandeisplateaus. Bei den meisten Arbeiten wird Spezialfragen nachgegangen oder es handelt sich um Beschreibungen mit Übersichtscharakter. Ein Defizit besteht vor allem an genaueren geomorphologischen und glaziologischen Bestandsaufnahmen, die das Zusammenwirken von Vergletscherung und Reliefformung im kalt-ariden Milieu erläutern.

Abgesehen von einigen geomorphologischen Kartenskizzen gibt es bislang nur ein einziges Beispiel für eine **geomorphologische Detailkartierung** einer hochpolaren antarktischen Gebirgsregion; "Geomorphological Map of Mount Tyô, Yamato Mountains (1:25 000)" (IWATA et al. 1986). Das zur Kartierung dieser Nunatakkerregion in der Trockenschneezone der Ostantarktis benutzte japanische Kartiersystem (s. auch HIRAKAWA et al. 1984) folgt im wesentlichen dem deutschen Konzept für die Geomorphologische Karte 1:25 000 (GMK 25) (LESER & STÄBLEIN 1979). In dieser Karte wird neben den geomorphologischen Karteninhalten auch der Formenschatz und die Beschaffenheit der Gletscheroberflächen dargestellt. Nach Aussage des Co-Autors Y. YOSHIDA (schriftl. Mitt., März 1987), ist die in der Mt. Tyô-Karte vorgenommene inhaltliche und graphische Gestaltung aber erst als ein Versuch zur Kartierung entsprechender Regionen anzusehen.

Bei der geowissenschaftlichen Detailkartierung in der Antarktis ist man fast überall mit dem Fehlen geeigneter **großmaßstäbiger topographischer Kartengrundlagen** konfrontiert. Dies gilt auch im Falle des Borgmassivet, das nur durch topographische Übersichtskarten und Satellitenbildkarten im Maßstab 1:250 000 bzw. 1:200 000 abgedeckt wird. Die von der SCAR Working Group on Geodesy and Cartography (1980) vorgeschlagenen "Standard Symbols for Use on Maps of Antarctica" sind ebenfalls vor allem für die inhaltliche und graphische Gestaltung topographischer Karten mittlerer und kleinerer Maßstäbe geeignet; die Ansprüche, die bei der thematischen Kartierung an großmaßstäbige topographische Kartengrundlagen gestellt werden, können diese "Standard Symbols for Use on Maps of Antarctica" aber nur unzureichend befriedigen.

Die übergeordnete **Zielsetzung** der vorliegenden Arbeit ist die Aufnahme und die kartographische Darstellung der Oberflächenformen, des Oberflächenmaterials und der komplexen Formungsprozesse im Borgmassivet in einer großmaßstäbigen thematischen Karte. Aufgrund der oben geschilderten Situation ergeben sich bei der flächendeckenden Detailkartierung drei Arbeitsschwerpunkte: Die Bestandsaufnahme der geomorphologischen und glaziologischen Verhältnisse, die Schaffung einer geeigneten Kartengrundlage und die inhaltliche und graphische Gestaltung der thematischen Karte.

Die **geomorphologisch-glaziologische Bestandsaufnahme** stützt sich auf einen Geländeaufenthalt im Januar/Februar 1985, eine Luft- und Satellitenbildinterpretation sowie eine umfangreiche Literaturlauswertung. Dazu gehören neben allgemeinen Angaben zur Geomorphologie und Glaziologie des Borgmassivet vor allem eine eingehende Beschreibung der geologisch-tektonischen und der klimatischen Rahmenbedingungen für die Formungsprozesse und die Vergletscherung. Die Reliefformung, an der vor allem die glaziale Formung ein-

nen großen Anteil hat, ist nur über eine Rekonstruktion der Vergletscherung in der Vergangenheit und den damit verbundenen Änderungen der Gletscherdynamik verständlich.

An der Oberfläche der Fels- und Schuttareale gilt den gegenwärtigen Verwitterungs- und Abtragungsmechanismen besondere Beachtung. Sie sollen zum Verständnis der **Morphodynamik unter arid-hochpolaren Bedingungen**, wo flüssiges Wasser nur selten (als Schmelzwasser) in sehr geringen Mengen zur Verfügung steht, und Oberflächenabfluß nahezu vollständig fehlt, beitragen. Nicht zu vernachlässigen sind die vielfältigen Wirkungen des Windes auf die unvergletscherten Areale und vor allem auf den Formenschatz und die Beschaffenheit der Gletscheroberflächen.

Die genannten Ziele bilden einen Beitrag zur regionalen Geomorphologie und Glaziologie des Borgmassivet, wie auch zum geowissenschaftlichen Themenkreis 4.4 des Antarktischforschungsprogrammes der Bundesrepublik Deutschland (BMFT 1986): "Studium exogener Vorgänge unter extrem kalten Bedingungen".

Vor der thematischen Detailkartierung ist eine **topographische Kartengrundlage** zu schaffen, die sich als Kartenhintergrund für die thematische Karte eignet. Damit verbunden ist eine Entscheidung zwischen topographischen Linienkarten und Bildkarten als Kartenhintergrund.

Um die Aussagekraft großmaßstäbiger topographischer Antarktiskarten zu erhöhen, sollen außerdem einige Vorschläge zu deren inhaltlichen und graphischen Gestaltung gemacht werden. Angestrebt werden mit geomorphologischem Verständnis hergestellte topographische Karten, die vor allem bei thematischen Kartierungen eine unterstützende Kartierunterlage darstellen, und die sich als topographischer Kartenhintergrund eignen. Bei diesem Vorhaben handelt es sich um einen Beitrag zum Thema 3.3 des Antarktischforschungsprogrammes: "Geodätisch-kartographische Aufnahme eisfreier Gebiete".

Die Erstellung der **geomorphologisch-glaziologischen Karte 1:50 000** des Borgmassivet setzt die Klärung von Fragen zum Karteninhalt und dessen kartographischer Darstellung voraus. In Anlehnung an das GMK-25-Konzept und das japanische Kartiersystem sollen sämtliche Oberflächen (auch die der vergletscherten Areale) morphographisch-morphometrisch, substantiell und genetisch-dynamisch charakterisiert werden. Dazu sind vor allem für den bislang selten kartierten Formenschatz der Schneedecke in der Trockenschneezone geeignete Darstellungsmittel zu entwerfen.

Die Borgmassivet-Karte, mit ihrer kombinierten Darstellung geomorphologischer und glaziologischer Inhaltselemente, ist auch als Vorschlag für die inhaltliche und graphische Gestaltung vergleichbarer Detailkarten in anderen hochpolaren Regionen anzusehen.

1.2 Lage und Entdeckung des Borgmassivet, kartographische Erfassung und geographische Namengebung

Das Borgmassivet, das etwa 260 km südlich der ostantarktischen Schelfeisfront westlich des Greenwich Meridians liegt, wird durch folgende Koordinaten begrenzt: 73° - 72° 20' S und 4° 30' - 2° 30' W. Es bildet den zentralen Teil der Nunataklandschaft des Ritscherhochlandes (74° 15' - 71° 15' S, 6° 30' - 0° 30' W) im westlichen Neuschwabenland (Abb. 1). Das im Osten

durch den Auslaßgletscher Jutulstraumen begrenzte Ritscherhochland, besteht aus den Teilgebieten Kirwanveggen im Süden, Borgmassivet und Ahlmannryggen in der Mitte bzw. im Norden sowie dem Giæverryggen im Westen (Abb. 10).

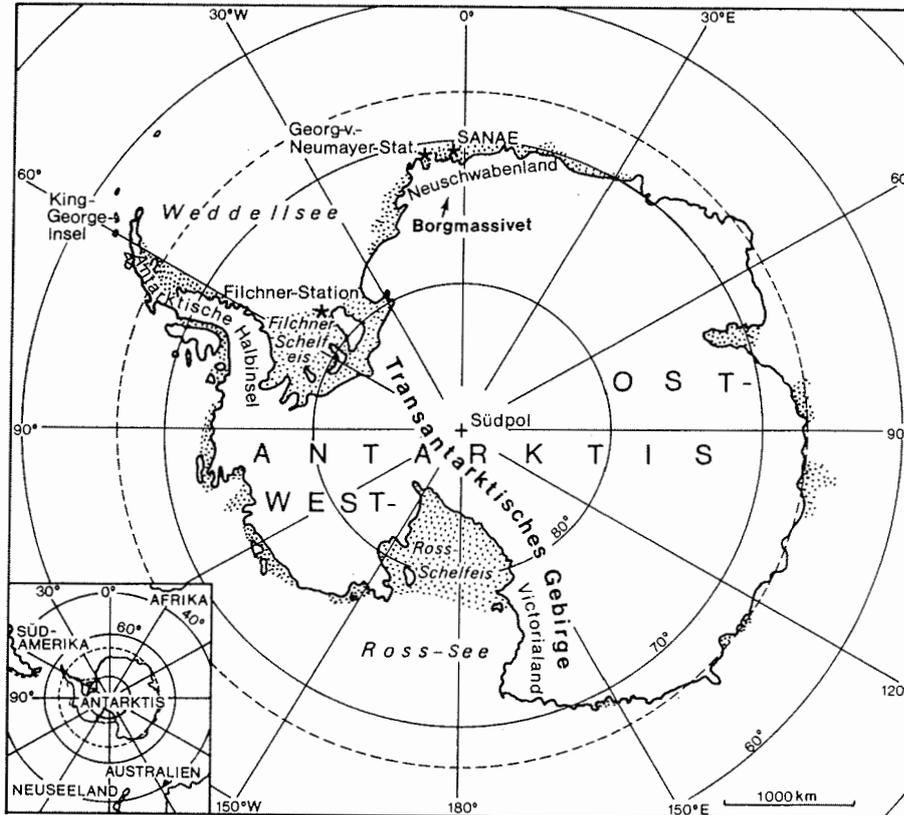


Abb. 1 Lage des Borgmassivet.

Die Gebirge Neuschwabenlands, die sich auf etwa 72° S von 10° W bis 18° E erstrecken, sind ein Teil des am 14. Januar 1939 zum norwegischen Hoheitsgebiet erklärten Sektors Dronning Maud Land (Sektor zwischen 20° W und 45° E).

Die Bezeichnung Dronning Maud Land geht auf die dritte Norvegia-Expedition 1929/30 zurück, die sich Anfang 1930 mit dem Schiff "Norvegia" im östlichen Teil dieses Sektors aufhielt. Diese mit zwei Flugzeugen ausgestattete Expedition (Flieger: Finn Lutzow-Holm und Hjalmar Riiser-Larsen) entdeckte und erkundete im Februar 1930 den Abschnitt der Schelfeisfront

zwischen dem Greenwich Meridian und dem Kapp Norvegia (ca. 12° W; entdeckt am 18. Februar 1930), der Kronprinzessin Märtha Land (später Kyst) genannt wurde (CHRISTENSEN 1939a, b).

Teile dieses Küstenabschnittes bekamen wahrscheinlich aber bereits die Mitglieder der russischen Expedition unter F.G. v. Bellingshausen erstmals zu Gesicht. Diese Expedition erreichte am 27./28. Januar 1820 bei 2° 10' W eine Breite von 69° 25' S (MARKOV et al. 1970: 10-11), was möglicherweise mit der allerersten Sichtung des antarktischen Kontinents verbunden war.

Die Berge Neuschwabenlands sind zum ersten Mal im Verlauf der Deutschen Antarktischen Expedition (DAE) 1938/39 im Januar/Februar 1939 gesichtet, fotografiert und benannt worden (RITSCHER [Hrsg.] 1942). Diese Expedition, unter der Leitung von A. Ritscher, hatte zwei Flugboote an Bord des Expeditionsschiffes "Schwabenland", mit denen das als Neuschwabenland bezeichnete Gebiet in über 11 000 Schrägluftbildern photogrammetrisch erfaßt worden war (davon eine Auswahl in BRUNK 1986).

Das sich südlich eines etwa 100 km breiten Schelfeissaumes erstreckende Ritscherhochland wurde während der ersten Flugperiode, zwischen dem 20. und 22. Januar 1939, aufgenommen. Es ist in der 1939 veröffentlichten "Übersichtstafel von dem Arbeitsgebiet der Deutschen Antarktischen Expedition 1938-39. Neu-Schwabenland 1:1 500 000" in RITSCHER (1939a) dargestellt. Diese Karte erschien mit geringfügigen Änderungen auch im Expeditionsbericht der DAE (RITSCHER [Hrsg.] 1942).

Spätere Kartierungen offenbarten dann aber wegen der unzureichenden Flugnavigation während der Expedition zum Teil erhebliche Fehler in dieser Karte, was zu Schwierigkeiten bei der Namenszuordnung der benannten Objekte führte. Noch bevor Anfang der 60er Jahre die ersten zuverlässigen topographischen Übersichtskarten des westlichen Neuschwabenlands (s. u.) erschienen, hatte es bereits Ende der 40er und Anfang der 50er Jahre mehrere Korrekturversuche gegeben (RITSCHER 1950, 1952; KOSACK 1951, 1954a, b). Durch das Fehlen der seit dem Kriegsende als verschollen geltenden Originalluftbilder der DAE waren diese Korrekturversuche nur teilweise erfolgreich. Wegen der Lagefehler und der Zuordnungsschwierigkeiten in diesen älteren Neuschwabenland-Karten, sowie aus politischen Gründen (GEORGI 1951, 1952), sind heute nur wenige deutsche Namen in Gebrauch. Erst mit dem Auffinden einer größeren Anzahl von Papierabzügen im Jahr 1982 konnten die tatsächlichen Flugwege der DAE 1938/39 rekonstruiert werden, und es konnten zahlreiche der damals benannten Objekte identifiziert werden (BRUNK 1986, 1987).

Eine endgültige Klärung der topographischen Verhältnisse im westlichen Neuschwabenland brachte erst die Norwegisch-Britisch-Schwedische Antarktisexpedition (NBSAE) 1949-52 (GIÆVER 1954; GIÆVER & SCHYTT 1963). Neben terrestrischen Vermessungen wurden in den Südsommern 1950/51 und 1951/52 zahlreiche Bildflüge durchgeführt. Die dabei entstandenen Schrägluftbilder bildeten die Grundlage für die 1961 und 1962 erschienenen Blätter des norwegischen Kartenwerkes "Dronning Maud Land 1:250 000". Diese vom NORSK POLARINSTITUTT veröffentlichten topographischen Übersichtskarten zeigen auch das heute international, in russischen Karten jedoch nur teilweise, benutzte geographische Namensgut dieses Gebietes. Das Borgmassivet, in dem nur der von der DAE 1938/39 vergebene Name "Seilkopffjella" übernommen wurde, wird durch die beiden Blätter F6 (Borgmassivet) und G6 (Jutulstraumen) abgedeckt (s. Abb. 2).

Das Borgmassivet ist auch in mehreren seit 1981 erschienenen Satelliten-

bildkarten abgebildet. Digital verarbeitete LANDSAT-Satellitenbilder (MALAN & v.ZYL 1979) dienen drei südafrikanischen geologischen Übersichtskarten 1:250 000 (WOLMARANS & KENT 1982) als Kartenhintergrund. Die 1986 (2. Ausgabe 1988) vom INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEODÄSIE (IfAG) herausgegebene Satellitenbildkarte "Ritscherhochland 1:1 000 000" (SS 28-30), in der neben den norwegischen Objektbezeichnungen auch das inzwischen identifizierte deutsche Namengut (s. o.) benutzt wurde, basiert ebenfalls auf LANDSAT-Satellitenbildern. Das Borgmassivet zeigen außerdem zwei 1986 erschienene sowjetische Satellitenbildkarten der MAIN ADMINISTRATION OF GEODESY AND CARTOGRAPHY im Maßstab 1:200 000: Blätter "Grunehogna" (S-30-III,IV) und "Borga Base" (S-30-IX,X).

1.3 Die Antarktisexpedition 1984/85 ins Borgmassivet

Ausgangspunkt für die Antarktisexpedition 1984/85 war eine im Südsommer 1983/84 vom Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG) durchgeführte photogrammetrische Befliegung des Borgmassivet (SIEVERS & WALTER 1984). Um aus den dabei aufgenommenen Senkrechtluftbildern (Abb. 3 u. 4) entzerrte Kartengrundlagen bzw. Kartierunterlagen herstellen zu können (s. Abschn. 1.4), war eine geodätische Paßpunktbestimmung im Borgmassivet notwendig geworden. Diese terrestrische Vermessung war das primäre Ziel während des Geländeaufenthaltes im Januar/Februar 1985.

Da das westliche Neuschwabenland seit Anfang der 60er Jahre Arbeitsgebiet südafrikanischer Expeditionen ist, besteht dort auch eine intakte südafrikanische Logistik. Neben dem Forschungs- und Versorgungsschiff "S.A. Agulhas", das mit zwei leistungsstarken Hubschraubern (Typ Puma) ausgestattet ist, gehören dazu die Ganzjahresstation SANAE (70° 18,5' S, 2° 25' W) auf dem Schelfeis Fimbulisen und die Sommerstation "Grunehogna" - heute "Sarie Marais" - (72° 02' S, 2° 48' W) im Ahlmannryggen.

Wegen der südafrikanischen Präsenz im westlichen Neuschwabenland waren bereits im Zusammenhang mit der Expedition 1983/84 Kontakte zwischen dem IfAG, Frankfurt/M, und Surveys & Mapping, Kapstadt, aufgenommen worden. Nach Absprachen zwischen J. Sievers (IfAG) und E. Fitschen (Surveys & Mapping) sowie dem wissenschaftlichen Koordinator des südafrikanischen Antarktischforschungsprogrammes (P. Condy), war dann im Frühsommer 1984 die Teilnahme eines sechsköpfigen Vermessungsteams an der "South African National Antarctic Expedition (SANAE) 1984/85" vereinbart worden. Diese Vermessungsgruppe bestand aus den südafrikanischen Teilnehmern E. Bartlett, S. Koch und M. v.d.Merwe sowie den deutschen Teilnehmern R. Staiger (Geodätisches Institut der Universität Karlsruhe), F. Krämer (IfAG) und K. Brunk (Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt/M). Sie war Bestandteil des 18-köpfigen "Earth Sciences Teams" unter der Leitung des Geodäten R. Wonnacott.

Aufgabe des Vermessungsteams war die terrestrische Paßpunktbestimmung des im Januar 1984 befliegenen Gebietes im Borgmassivet. Parallel dazu war die Lage und Höhe von vier Bezugspunkten mittels Doppler-Satellitenbeobachtungen zu bestimmen. Neben der Mitarbeit des Autors am Vermessungsprogramm bestand die Möglichkeit einer punktuellen Geländeaufnahme der geomorphologischen und glaziologischen Verhältnisse im Kartiergebiet (s. Abschn. 1.5). Der Geländeaufenthalt wurde auch durch eine G. Nagel (Institut für Physische Geographie) gewährte Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert.

Die Antarktisexpedition begann nach einer Vorbereitungsphase in Kapstadt am 28. Dezember 1984 mit dem Ablegen von "S.A. Agulhas". Am 7. Januar 1985 wurde die deutsche Georg-von-Neumayer-Station (GvN) (70°37' S, 8°22' W) erreicht und am 9. Januar die Schelfeisbucht "Depot-Bukta" nördlich der Blåskimen-Eiskuppel (ice rise) bei 70°12' S, 2°46' W. Nach dem Entladen des Schiffes wurde am 10. Januar mit Hubschraubern zur südafrikanischen Sommerstation Grunehogna (72°02' S, 2°48' W) geflogen.

Am 13./14. Januar erfolgte der Flug des sechsköpfigen Vermessungsteams ins westliche Borgmassivet (erstes Zeltcamp westlich des Pilarrayggen, 72°43' S, 4° W, ca. 1860 m ü. Meeresniveau; Abb. 2). Vom 14. - 24.1. wurde eine ca. 30 km lange Traverse vermessen, unterbrochen von einem Hubschrauberflug am 22.1. auf das Borga-Plateau südöstlich des Spiret (ca. 2550 m ü. M.) für geomorphologische Untersuchungen.

Am 25. Januar: Verlegung des Camps (zweites Zeltcamp westlich von Borga, 72°33,4' S, 3°42' W, 1725 m ü. M.) und Vermessung einer weiteren Traverse bis zum 28.1. Bis zum 8.2. geomorphologische und glaziologische Arbeiten im zentralen Teil des Borgmassivet.

Der Rückflug zur Station Grunehogna erfolgte am 8. Februar und am 10.2. zur "Depot-Bukta" (unterbrochen von einem Besuch der Station SANAE, 70°18,5' S, 2°25' W). Die Rückreise mit dem Schiff dauerte vom 12.2. bis zur Ankunft in Kapstadt am 20. Februar.

1.4 Herstellung der Kartierunterlagen (Orthophotos und Höhenlinienpläne)

Bis zum Geländeaufenthalt im Borgmassivet im Januar/Februar 1985 lagen keine maßstäbigen Kartierunterlagen für die beabsichtigte thematische Detailkartierung vor. Da sich die flächenhafte thematische Kartierung im wesentlichen auf eine Interpretation der Luftbilder der Befliegung vom 22./23. Januar 1984 stützt (s. Abschn. 1.5; Abb. 3 u. 4), mußten zunächst brauchbare Kartierunterlagen hergestellt werden. Außerdem wurde eine geeignete topographische Kartengrundlage benötigt (s. Abschn. 4.1). Die unten beschriebene Herstellung der **Kartierunterlagen** - 21 Orthophotos (entzerrte Luftbilder) und 4 Höhenlinienpläne im Maßstab 1:25 000 - erfolgte durch das Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG).

Als erster Arbeitsschritt wurde im IfAG eine Aerotriangulation der Luftbilder durchgeführt, deren Punktfeld mit Hilfe der während des Geländeaufenthalts geodätisch bestimmten Paßpunkte ausgeglichen wurde. Im Anschluß daran erfolgte die **photogrammetrische Luftbilddauswertung** der triangulierten Luftbildpaare (Modelle) mit einem photogrammetrischen Auswertegerät (Planicom C 100). Die dabei digitalisierten Stützpunkte dienen der Erstellung eines digitalen Geländemodells (DGM).

Zur Erfassung der Ausgangsdaten für das DGM wurden bei den meisten Modellen Punkte entlang von Profilen digitalisiert. Dabei wird eine automatische Registrierung einer im Modell vorwärts bewegten Meßmarke ausgelöst, wenn ein vorgegebenes Weg- oder Höheninkrement erreicht wird. Im Falle des Borgmassivet wurde eine Dichte der Stützpunkte gewählt, die für eine Herstellung von Orthophotos bzw. Luftbildkarten im Maßstab 1:25 000 als ausreichend angesehen wurde; die Registrierung erfolgte bei einem Profilabstand von 200 m (entspricht 4 mm im Maßstab 1:50 000) und auf den Profilen nach einem Weg- oder Höheninkrement von 200 m bzw. 25 m. Außer diesen Punkten wurden auch wichtige lineare Reliefelemente (sog. Bruchkan-

ten und Geripplinien) sowie markante Höhenpunkte (Koten) und sog. Aussparungsflächen (nicht meßbare Bereiche) digitalisiert.

Wegen der teilweise extremen Beleuchtungsverhältnisse im Borgmassivet war in einigen Steilhangarealen eine genaue Führung der Meßmarke nicht möglich. Weitere Probleme entstanden durch sichttote Bereiche bei nicht ausreichender stereoskopischer Überdeckung. Bei der photogrammetrischen Aufnahme sollte die Stereoüberlappung im Steilrelief deshalb mindestens 80 % betragen und die Querüberlappung (seitliche Überlappung) etwa 60 %.

Einige Schwierigkeiten bereiteten auch die Oberflächen der flachen vergletscherten Areale, wo bei zu kleinen Bildmaßstäben die Stereoauswertung von strukturlosen weißen Schneeoberflächen und spiegelnden Eisfeldern nicht immer möglich war. Zur Erlangung eines stereoskopischen Eindruckes sollten hier die Bildmaßstäbe nicht kleiner als ca. 1:20 000 sein.

Die erwähnten Schwierigkeiten führten zu fehlerhaften Messungen, was durch Verzerrungen in den Orthophotos und vor allem den Höhenlinienplänen sichtbar wird. Soweit der Auswerter am PLANICOMP diese Fehlmessungen bemerkte, wurden sie als Aussparungsflächen gekennzeichnet.

Nach dem Vorliegen des **digitalen Geländemodells (DGM)** konnte die Herstellung der Orthophotos und der Höhenlinienpläne im Maßstab 1:25 000 beginnen. Die **Orthophotos** wurden mit Hilfe eines Orthoprojektors (ORTHOCOMP Z 2) erzeugt.

Für die Ableitung der **Höhenlinienpläne** aus dem DGM wurde ein topographisches Höhenlinieninterpolationsprogramm benutzt; das verwendete Programm "HIFI-P" (HIFI = Höhenlinieninterpolation mit finiten Elementen) wurde am Lehrstuhl für Photogrammetrie der Technischen Universität München entwickelt. Die Ausgabe der digital interpolierten Höhenlinienpläne erfolgte über einen Plotter in vier Blättern auf Papier.

Als Höhenlinienabstand wurde im Hinblick auf den Maßstab der thematischen Karte eine **Äquidistanz von 25 m** gewählt. Dieser Isohypsenabstand wird auch von BRANDSTÄTTER (1957, 1983: 89) als günstige Scharung für topographische Hochgebirgskarten im Maßstab 1:50 000 empfohlen. Damit kann bei feinen Strichstärken eine Berührung der Höhenlinien bis zu Hangneigungen von fast 70° vermieden werden. Jenseits dieser sog. Steilgrenze (graphische Grenze für das Zeichnen von Höhenlinien) müssen die Höhenlinien unterbrochen werden (s. Abschn. 5.1).

1.5 Durchführung der Geländearbeit und der Kartierung

Die geowissenschaftliche **Geländeaufnahme**, die neben der geodätischen Vermessung durchgeführt wurde, war als Stichpunktanalyse der geomorphologischen und glaziologischen Verhältnisse im Borgmassivet angelegt, um mit Hilfe der dabei gewonnenen Erkenntnisse eine möglichst detaillierte flächendeckende Luftbildinterpretation durchführen zu können. Die Geländearbeiten des Autors erlaubten die Untersuchung und die Bilddokumentation der typischen Reliefeinheiten mit ihren Oberflächenformen sowie deren Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen. An der Oberfläche der vergletscherten Areale wurden der Formenschatz in Bereichen mit supraglazialem Schutt und die Oberflächenformen der Schneedecke erfaßt (s. auch BRUNK 1985). Längere Zeit nahmen die Identifikation und die Nachmessung von wiederent-

deckten Gletscherpegeln auf dem Blaueisfeld Blåisen in Anspruch (BRUNK & STAIGER 1986).

Als Arbeitsgrundlagen standen während des Geländeaufenthaltes nur die Anfang 1984 aufgenommenen Stereo-Luftbilder (s. Abb. 3 u. 4) und einige Luftbildvergrößerungen (Maßstab ca. 1:25 000) zur Verfügung. Diese mit einer Weitwinkelkammer aufgenommenen Luftbilder haben eine Stereoüberlappung von 80 oder 90 %, teilweise aber auch nur von 60 %. Bei den Flugstreifen mit unzureichender Überdeckung war die Betrachtung von Bereichen mit Steilrelief teilweise sehr schwierig (s. auch Abschn. 1.4).

Bevor mit der flächenhaften thematischen Kartierung begonnen werden konnte, war mit Hilfe der vom IfAG hergestellten **Kartierunterlagen im Maßstab 1:25 000** (Orthophotos und Höhenlinienpläne; s. Abschn. 1.4) durch den Autor eine Höhenliniendarstellung als topographische Kartengrundlage zu schaffen (zur Wahl der Kartengrundlage s. Abschn. 4.1). Außer den mit Paßkreuzen versehenen Orthophotos und Höhenlinienplänen wurde vom IfAG ein Kartennetz im Maßstab 1:25 000 zur Verfügung gestellt, auf das die Kartierunterlagen einzupassen waren. Da aber die Höhenlinienpläne nicht auf einem maßhaltigen Träger ausgegeben werden konnten (sie wurden auf Papier geplottet; von diesen Vorlagen wurden anschließend Filme angefertigt), war eine direkte Einpassung auf das Kartennetz nicht möglich.

Für die **Herstellung** der dreifarbigem, mit einem Kartennetz versehenen **topographischen Kartengrundlage**, wurden deshalb die Filme der Höhenlinienpläne in kleine Abschnitte zerschnitten, um sie auf das Kartennetz einpassen zu können. Die dadurch notwendige kartographische Bearbeitung der Schnittstellen erfolgte auf einer einseitig matten Astralonfolie. Auf der gleichen Folie wurden auch die Korrekturen der Höhenlinien angebracht, die sich aus der topographischen Überarbeitung der digital interpolierten Höhenlinien ergaben. Teilweise mangelhaft waren die Höhenlinienpläne vor allem im Flachrelief und in Steilbereichen, wo die photogrammetrische Geländeerfassung Schwierigkeiten bereitet hatte, oder wo nicht genügend Stützpunkte registriert worden waren (s. Abschn. 1.4).

Zur farblichen Trennung der Höhenlinien - dunkelgraue und hellblaue Höhenlinien an der Oberfläche der unvergletscherten bzw. der vergletscherten Areale - wurde unter Benutzung der auf das Kartennetz eingepaßten Orthophotos eine Maske auf einem weiteren einseitig matten Astralon angefertigt. Mit dieser Maske wurde für jedes Höhenlinienareal ein Film hergestellt. Anschließend erfolgte die farblich getrennte Kopie der drei Filme - Höhenlinien (dunkelgrau und hellblau) und Kartennetz (schwarz) - auf eine transparente Astralonfolie.

Diese dreifarbige Astralonfolie im Maßstab 1:25 000 diente bei der thematischen Kartierung als topographisches Gerüst und zur exakten Einpassung der Orthophotos. Ergänzt durch ausgewählte Punkthöhen und eine Kartenbeschriftung bildet sie, verkleinert auf den Maßstab 1:50 000, die topographische Kartengrundlage bzw. den Kartenhintergrund für die geomorphologisch-glaziologische Karte.

Die flächenhafte **thematische Kartierung** erfolgte mit Hilfe der auf die dreifarbige Astralonfolie eingepaßten Orthophotos durch farblich getrenntes Hochzeichnen der geomorphologischen und glaziologischen Inhaltselemente (s. Abschn. 4.2). Für die Zeichnung der Farbauszüge im Maßstab 1:25 000 wurden einseitig matte Astralonfolien benutzt. Die kartierten thematischen Inhalte basieren auf einer Interpretation der Luftbilder (Stereo-Bildpaare und Luftbildvergrößerungen), gestützt und ergänzt durch Geländebefunde und

die während des Geländeaufenthaltes angefertigten Photos. Die richtige Lage der entsprechenden Linien- und Punktsignaturen sowie die Abgrenzung der flächenhaften Kartenelemente ergibt sich aus den Orthophotos.

Die anschließend auf den Maßstab 1:50 000 verkleinerten Astralonfolien dienten als Vorlagen für die kartographische Reinzeichnung. In der geomorphologisch-glaziologischen Karte des Borgmassivet erscheinen sie in 10 Farben.

2 DAS BORGMASSIVET UND SEINE UMGEBUNG

2.1 Allgemeine Angaben zur Geomorphologie und Glaziologie

2.1.1 Wissenschaftliche Erforschung und Forschungsergebnisse

Bereits kurz nach der Entdeckung Neuschwabenlands im Januar/Februar 1939 war von RITSCHER (1939b) eine erste Beschreibung der "geographischen Verhältnisse" vorgelegt worden, die durch einige von R. v. KLEBELSBERG interpretierte Luftbilder der Deutschen Antarktischen Expedition (DAE) 1938/39 ergänzt wurde. Ausführlichere Erläuterungen zu Luftbildern aus dem Ritscherhochland im westlichen Neuschwabenland folgten dann in der "Formen- und gletscherkundlichen Auswertung der Luftbilddaufnahmen" durch KLEBELSBERG (1942: 126-156, Tafeln 1-27 u. 52-55 im Bildteil) im Expeditionsbericht (RITSCHER [Hrsg.] 1942). Im Textteil des Expeditionsberichtes beziehen sich die Ausführungen zu den "Seilkopf-Bergen", dem "Schubert-Gipfel" und zum "Spieß-Gipfel" auf das Borgmassivet. Von den Luftbildern im Bildteil zeigt nur die Tafel 55 einen Teil des westlichen Borgmassivet, der heute als Seilkopffjella bezeichnet wird (s. Abb. 2).

KLEBELSBERG (1942: 143) charakterisiert die Erhebungen des Borgmassivet als "niedrige, steilwandige, tafelfergähnliche (flache Oberseite annähernd parallel zur Schichtung) Auftragungen, die aus einem weiträumigen Schichtplateau herausgeschnitten scheinen". Die in Tafel 55 sichtbaren, "zur Mehrzahl oberseits abgeflacht(en), im übrigen leicht zugespitzte(n) Kammstücke" der Seilkopffjella "dürften wenigstens zum Teil Erosionsreste ähnlichen Ursprungs sein".

Die ersten terrestrischen Erkundungen erfolgten im Borgmassivet im Rahmen der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Antarktisexpedition (NBSAE) 1949-52 (GIÆVER 1954). Arbeitsschwerpunkte waren geowissenschaftliche, vor allem glaziologische und geologische Untersuchungen sowie eine geodätische Vermessung und photogrammetrische Bildflüge (s. Abschn. 1.2). Die Ergebnisse der glaziologischen Forschungen wurden von SCHYTT (1958, 1960, 1961) und SWITHINBANK (1959b, 1960) veröffentlicht; zu den durchgeführten seismischen Eisdickenmessungen siehe ROBIN (1958). Die geologischen Kartierungsergebnisse wurden von ROOTS (1969) zusammen mit einer Karte im Maßstab 1:1 000 000 publiziert.

In Schneeschächten gelang es SCHYTT (1958) erstmals in einem Inlandeisgebiet ohne saisonale Schmelzwasserbildung (Trockenschneezone), Jahresschichten der Schneeakkumulation zu identifizieren; die dabei ermittelten Akkumulationsraten sind bis heute die einzigen Niederschlagswerte für das Borgmassivet (s. Abschn. 2.2.2.2). Die gleichen Schneeschächte dienten SCHYTT (1960) auch zur Berechnung der Jahresmitteltemperaturen (s. Abschn. 2.2.2.1).

Von SCHYTT (1961) stammt auch die erste Beschreibung der Blaueisfelder und der in Verbindung mit diesen schneefreien Gletscherbereichen auftretenden supraglazialen Moränen des Borgmassivet (s. Abschn. 3.3.3). SCHYTT (1961: 198, 202) kommt in einer abschließenden Diskussion über das Verhalten des Inlandeisschildes im (westlichen) Dronning Maud Land zu dem Schluß, daß sich dieser um 1950 in einem seit Jahrhunderten andauernden Gleichgewichtszustand befand.

SWITHINBANK (1959b) ermittelte den Schneeniederschlag bzw. die Ablation an der Oberfläche der Glaziosphäre mit Hilfe von Gletscherpegeln (s. Abschn.

2.2.2.2). An einigen Pegeln zusätzlich durchgeführte Bewegungsmessungen (SWITHINBANK 1960) zeigten im Borgmassivet meist nur extrem geringe jährliche Fließgeschwindigkeiten (s. Abschn. 2.2.3).

In einer Beschreibung der physiographischen Verhältnisse im Borgmassivet und dessen Umgebung unterstreicht SWITHINBANK (1959a) die Bedeutung der flach liegenden verwitterungsresistenten intrudierten Lagergänge (s. Abschn. 2.2.1) für die Ausbildung der Gipfelverebnungen zwischen 2400 und 2700 m über dem Meeresspiegel. Einige auf den Plateauoberflächen beobachtete Erratica wurden von SWITHINBANK (1959a: 116) als Hinweise für eine ehemals mindestens 800 m (!) höhere Inlandeisoberfläche interpretiert (s. Abschn. 3.1).

Anfang und Mitte der 60er Jahre war das Borgmassivet auch Arbeitsgebiet von sowjetischen Expeditionen, die dort geomorphologische und glaziologische Übersichtskartierungen durchführten. Die Ergebnisse der geomorphologischen Aufnahmen 1960/61 hat BARDIN (1966) in einer Monographie beschrieben und in einer Übersichtskarte im Maßstab 1:1 000 000 dargestellt. Die Veröffentlichung der geologischen Arbeiten erfolgte durch RAVICH & SOLOVIEV (1969). Siehe auch die geomorphologischen und geologischen Übersichtskarten 1:1 500 000 im ATLAS ANTARKTIKI (1966: Taf. 138 u. 139).

Die Landschaft des Borgmassivet wird in der geomorphologischen Übersichtskarte als "alpinotypes Relief auf sedimentär-vulkanischen Formationen" bezeichnet. BARDIN geht auch erstmals detaillierter auf die periglazialen Erscheinungen im ariden Klima der Antarktis und auf die entsprechenden physikalischen und chemischen Verwitterungsprozesse ein (s. Abschn. 2.2.2.3). Zu der von BARDIN (1966: 107) eingeführten Gliederung der antarktischen Periglazialgebiete in drei Subzonen bzw. Höhenstufen siehe Abschn. 2.1.4.

Seit 1959/60 ist das Ritscherhochland regelmäßiges Ziel südafrikanischer Expeditionen, deren vorwiegend geologische Untersuchungen während der ersten Dekade von NEETHLING (1972a) beschrieben wurden. Im Rahmen der südafrikanischen Expeditionen erfolgte seit Ende der 60er Jahre eine detaillierte stratigraphische Aufnahme dieses Gebietes. Die Ergebnisse der bis Mitte der 70er Jahre durchgeführten Geländearbeiten fanden ihren Niederschlag in einer Synthese von WOLMARANS & KENT (1982), zu der auch drei geologische Karten im Maßstab 1:250 000 erschienen sind (s. Abschn. 2.2.1).

Zwischen 1966 und 1975 fanden im Borgmassivet und dessen Umgebung zahlreiche glaziologische Meßkampagnen statt. Von KAVANAGH (1967) wurden im Borgmassivet 1966 Nachmessungen an Gletscherpegeln auf dem Blaueisfeld Bläisen durchgeführt (s. Abschn. 2.2.2.2 u. 2.2.3).

Eine belgische Expedition bestätigte Anfang 1968 durch ein gravimetrisches Eisdickenprofil, daß sich die Grabenstruktur des Pencksökket nach Nordosten im Jutulstraumen fortsetzt (AUTENBOER & DECLEIR 1972, DECLEIR & AUTENBOER 1982). 1970/71 wurden von einer norwegischen Expedition die Eisdickenmessungen auf dem gleichen Profil (Profil I in Abb. 10) wiederholt, und es wurde die Fließgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche ermittelt (GJESSING 1972).

Die Grundzüge des subglazialen Reliefs in der Umgebung des Borgmassivet sind zwischen 1971 und 1974 durch zahlreiche Radar Sondierungen südafrikanischer Expeditionen bekannt geworden (SCHAEFER 1973, R.B. v.ZYL 1973, BARNARD 1975). Das Ergebnis zeigt eine Kartenskizze der subglazialen Topo-

graphie des südlichen Ahlmannryggens und der nordöstlichen Ausläufer des Borgmassivet von WOLMARANS (1982). 1972 und 1974 wurden außerdem zwei Pegelreihen auf dem südwestlichen Pencksökket und am Ausgang des Viddalen installiert und vermessen. Durch Messung der Lageänderung der Pegel auf den Querprofilen Ende 1975 konnten die Fließgeschwindigkeiten an der Oberfläche der beiden Eisströme bestimmt werden (OTTO 1976; s. auch Abschn. 2.2.3).

Nach 1975/76 wurden im Borgmassivet nur noch gelegentlich Geländearbeiten durchgeführt. Sie beschränkten sich vor allem auf die Sammlung von Gesteinsproben zur radiometrischen Altersbestimmung (s. Abschn. 2.2.1).

2.1.2 Physiogeographischer Überblick

Die **Plateau- und Nunatakterlandschaft** des Borgmassivet ist der südliche Teil eines intensiv vergletscherten keilförmigen Horstes zwischen den Grabenzonen des Jutul-Penck-Grabens im Osten bzw. Südosten und des Schyttbreen im Westen (s. Abb. 5 u. Abb. 10). Der tiefe, eisdurchströmte Jutul-Penck-Graben bildet die markante Grenze zu dem ausgedehnten ostantarktischen Inlandeisplateau, dessen Rand von den höchsten Erhebungen des Kirwanveggen und des H.U.Sverdrupfjella durchragt wird. Diese Gebirge sind bereits Teile des ostantarktischen Schildes.

Deutlichstes Merkmal des Horstes zwischen dem Jutul-Penck-Graben und dem Schyttbreen ist dessen ausgeprägte tektonische Gliederung. So wird auch die Trennung zwischen dem Borgmassivet und dem Ahlmannryggen im Norden durch den tektonisch angelegten Trog des westlichen Viddalen markiert. Seine Sohle liegt nördlich des Borghallbrotet (s. Abb. 2) mehr als 200 m unter dem Meeresspiegel (SCHAEFER 1973: Fig. 3; WOLMARANS 1982: Fig. 124.2). Besonders tief reichen die Sohlen der Gräben am östlichen Rand des Borgmassivet unter den Meeresspiegel hinab; östlich des Dugurdspiggen sind es etwa 650 bis 800 m. Im nordöstlichen Frostlendet und im Pencksökket wurden von ROBIN (1958; s. Eisdicken \square in Abb. 2) Tiefen von -760 bzw. -810 m gemessen. Auch der südwestliche Teil des Jutul-Penck-Grabens liegt südlich des Borgmassivet mit seiner Sohle wahrscheinlich noch unter dem Meeresspiegel (R.B. v.ZYL 1973: Fig. 3). Im Bereich des Schyttbreen wurde das subglaziale Relief südwestlich des Borgmassivet in weniger als 500 m über (R.B. v.ZYL 1973) und nordwestlich des Borgmassivet in etwa 600 m unter dem Meeresspiegel (ROBIN 1958) angetroffen.

Von dem intensiv vergletscherten **Bruchschollengebirge** des Borgmassivet, das aus einer nahezu horizontalen, sedimentär-vulkanogenen Schichtenfolge besteht (s. Abschn. 2.2.1), überragen nur die höchsten Teile als steilwandige Plateaus und Nunatakter das Niveau der Inlandeisoberflächen und der vergletscherten Täler um mehrere hundert Meter. Der Flächenanteil der Eisdurchragungen beträgt nach WOLMARANS & KENT (1982: 11) etwa 10 %. Besonders groß sind die Höhenunterschiede am östlichen Rand des Borgmassivet nicht nur zwischen den Grabensohlen und den Gipfelverebnungen bzw. Gipfeln, sondern auch über den Gletscheroberflächen. Die größte Sprunghöhe von über 3400 m auf nur 10 - 15 km Entfernung wird zwischen dem bis zu etwa 2725 m hohen Jökulskarvet-Plateau und der Sohle des Frostlendet angetroffen. Über der Gletscheroberfläche betragen hier die Reliefunterschiede auf etwa 1 km Strecke gut 1000 m (s. SE-Ecke des Kartiergebietes).

Innerhalb des Borgmassivet ist das 3 - 5 km breite, SW-NE-streichende eisgefüllte Raudbergdalen die am meisten auffallende Struktur. Im nordöst-

lichen Teil dieses Grabens erreicht die Gletscheroberfläche in dem Transfluenzpaß Raudbergpasset mit ca. 2050 m die größte Höhe über dem Meeresspiegel. Von hier kann das Eis nach NE zum Viddalen abfließen und nach SW bzw. S durch den Auslaß Breidskaret in Richtung Frostlendet. Auch nach NW besteht eine Verbindung mit dem eisgefüllten Borggarden. Der Talboden des Raudbergdalen liegt nördlich des Breidskaret und nordöstlich des Raudbergpasset knapp 800 m über dem Meeresniveau; am Raudbergpasset wurde das subglaziale Relief in 1310 m Höhe erreicht (ROBIN 1958).

Das Raudbergdalen bildet die wichtigste Trennungslinie zwischen den zentralen Teilen des Borgmassivet (s. Abb. 5). Südöstlich dieses Grabens erstreckt sich eine etwa 60 km lange, tektonisch begrenzte Kette aus Nunatakkern und Plateaus, die nur durch den Breidskaret, zwischen Högfonna und Jökulskarvet, unterbrochen wird. Sie reicht vom Skoddemedet (im SW) über Ovbratten, Högfonna, Jökulskarvet, Flogstallen, Fasettfjellet, Tindegga und Ytstenut bis zum Dugurdspiggen (im NE). Die Höhen der vergletscherten Plateauoberflächen schwanken zwischen 2300 und gut 2700 m über dem Meeresspiegel.

Besonders scharf und geradlinig ist die Grenze zwischen dem Raudbergdalen und den nordwestlich angrenzenden Eisdurchragungen. Diese bilden mehrere tektonisch begrenzte Blöcke, deren ausgedehntester das 2400 bis über 2700 m hohe Borga-Plateau ist (s. Abb. 3). Die größte absolute Höhe wird im südöstlichen Teil dieses Plateaus, dem Högsætet, mit 2742 m erreicht. Das größtenteils vergletscherte Borga-Plateau wird durch den kleinen Auslaßgletscher Charlesbreen zweigeteilt, und die Flanken des Plateaus werden durch mehrere eisgefüllte Buchten (z.B. Rindebotnen) gegliedert. In der nördlichen und nordwestlichen Umgebung von Borga durchragen noch einzelne Nunatakker (unter anderem Framryggen und Framrabben) das Inlandeis.

Südwestlich und westlich von Borga unterbricht das hoch mit Eis gefüllte Tal des Borggarden die Gebirgsblöcke. Südlich des Framryggen liegt der Talboden nach SCHAEFER (1973: Fig. 3) wahrscheinlich nur etwa 250 m über dem Meeresniveau (nach R.B. v.ZYL (1973: Fig. 3) knapp 500 m).

Im östlichen Teil des Dreiecks zwischen Borggarden und Raudbergdalen befindet sich die stumpfe, bis über 2600 m hohe Pyramide des Raudberget. Daran schließt sich das stark eingebuchtete Högskavlen-Plateau mit seinen nordwestlichen Ausläufern, Fingeren und Vetten, an (s. Abb. 4). Auf dem Plateaugletscher des Högskavlen wird eine Höhe bis 2470 m über dem Meeresspiegel erreicht, die noch vom Högskavlnasen im Südwesten mit etwa 2564 m übertroffen wird. Die südwestliche Fortsetzung des Högskavlnasen bildet der bis zu etwa 2545 m hohe Tafelberg Domen.

Westlich von Högskavlen, im Anschluß an eine große eisgefüllte Bucht, erstreckt sich das in zahlreiche Nunatakker aufgelöste Gebiet der Seilkopffjella. Die größten und höchsten sind der Grat des Pilarrayggen, mit maximal etwa 2523 m, und der schmale Kamm des Nålegga mit bis zu etwa 2245 m Höhe. Die höchsten Teile von Nålegga bestehen aus kleinen Verebnungen in gut 2200 m.

Auffallend sind im zentralen Borgmassivet die häufig über mehrere Plateaus und Nunatakker hinweg übereinstimmenden Höhen. Am weitesten verbreitet sind **Verebnungsniveaus** und Gipfelhöhen zwischen 2400 und 2550 m. Darüber gibt es in der Umgebung des Raudbergpasset noch ein Niveau bei 2600 bis 2700 m. Das Nålegga-Niveau (ca. 2200 m) ist wahrscheinlich das Ergebnis tektonischer Absenkung. Auch die Höhenunterschiede in den übrigen Gebieten können tektonische Ursachen haben. Bei verschiedenen Niveaus auf einer zu-

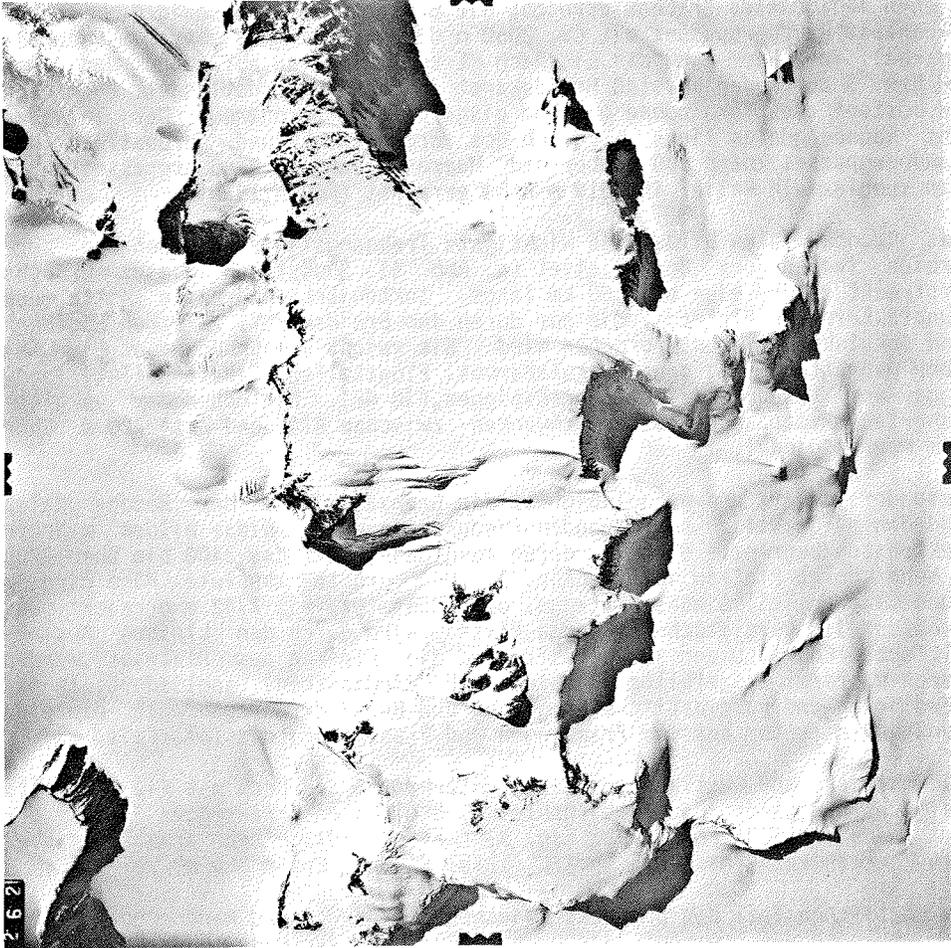


Abb. 3 Zentraler Teil des Borga-Plateaus (Oben NW).

Nordwestlich des vom Plateau abfließenden Auslaßgletschers Charlesbreen (Mitte) bedeckt eine flache Eiskappe die Hochfläche von Borga. Die höchsten Erhebungen des Ritscherhochlandes (bis zu 2742 m ü. Meeresniveau) sind im unteren Teil des Bildes sichtbar. Die Flanken des Borga-Plateaus werden von Karen und eisgefüllten Buchten gegliedert. Oben links ist der östlichste Teil des Blaeisfeldes Bläisen zu erkennen.

Kontrastausgeglichenes, nicht entzerrtes Senkrechtluftbild vom 22. Januar 1984, 17:10 GMT, Sonnenhöhe 24°; Maßstab ca. 1:110 000. Flugstreifen IfAG 84 - 5.20, Bild 262. Mit freundlicher Genehmigung des IfAG.



Abb. 4 Nunatakker Veten und Fingeren (Mitte) sowie nördliche Teile des Högskavlen-Plateaus mit Högskavlpiggen und Högskavlnebbet (Oben NW).

Westlich von Högskavlpiggen befindet sich das ausgedehnteste supraglaziale Moränenfeld des Borgmassivet. Flache, supraglaziale Moränenwälle und schneefreie Gletscheroberflächen sind außerdem westlich von Högskavlnebbet und in Lee-Lagen von Veten zu erkennen.

Kontrastausgeglichenes, nicht entzerrtes Senkrechtluftbild vom 22. Januar 1984, 17:08 GMT, Sonnenhöhe 24°; Maßstab ca. 1:110 000. Flugstreifen IfAG 84 - 5.20, Bild 258.
Mit freundlicher Genehmigung des IfAG.

sammenhängenden Plateauoberfläche ist aber wahrscheinlicher, daß dafür petrographisch bedingte Stufenbildungen in den übereinanderliegenden Doleritdecken verantwortlich sind. Die ausgedehntesten Verebnungen dieser präglazialen Altflächenreste (wahrscheinlich Relikte der sog. Sub-Mawson surface, s. Abschn. 2.2.1) sind, nur unterbrochen von den Graben- und Bruchzonen, in der Umgebung des Raudbergdalen erhalten. Am weitesten fortgeschritten ist die Zerstörung der Plateaus in den Randbereichen des Borgmassivet, wo die tektonisch begrenzten Blöcke teilweise nur noch von Nunatakern markiert werden.

2.1.3 Vergletscherung und Typisierung der Gletscher

Aufgrund der thermischen und hygrischen Verhältnisse (s. Abschn. 2.2.2) sind das Borgmassivet und seine Umgebung intensiv vergletschert. Sämtliche dadurch gebildeten Gletscher werden in Anlehnung an MARKOV et al. (1970: 320) unter der Bezeichnung **Glaziosphäre** zusammengefaßt. Bei der Typisierung der Gletscher wird weitgehend den Klassifikationen der UNESCO/IASH (1970) bzw. von MÜLLER et al. (1977) sowie teilweise auch den Vorschlägen von WRIGHT & PRIESTLEY (1922: 134-173), ARMSTRONG et al. (1973) und WILHELM (1975: 277-288) gefolgt, die sich vor allem auf morphologische Kriterien stützen. Da das Material der Lokalglletscher im kalten Borgmassivet meist nicht die Dichte von Gletschereis erreicht (s. Abschn. 2.2.2.2), wird bei den Typenbezeichnungen nach Möglichkeit das Präfix "Gletscher" anstelle von "Eis" benutzt.

Das Inlandeis des ostantarktischen **kontinentalen Eisschildes** (continental ice sheet) bildet in der Umgebung des Borgmassivet eine eigenständige domartige Aufwölbung, die über die großen Täler und Buchten des Gebirges teilweise weit in das Borgmassivet hineinreicht. Das Eis, dieser dem Relief übergeordneten Vergletscherung (orographischer Haupttyp der Deckgletscher), wird vor allem über subglaziale Täler und Tröge zu den Rändern des Eisschildes geleitet. Diese schneller fließenden Bereiche werden als Auslaßgletscher (outlet glacier; talgletscherähnliche Auslässe von Eisschilden oder Eiskappen) bzw. Eisströme (ice streams) bezeichnet. In der Umgebung des Borgmassivet sind dies die Eismassen in den Fjorden bzw. Trögen des Jutulstraumen-Pencksökket-Systems (einschließlich Viddalen und Frostlandet) und des Schyttbreen (s. Abb. 10).

Teilweise nur durch unmerkliche Stufen markiert, geht das Inlandeis in den zentralen Teilen des Borgmassivet in eine dem Relief stärker untergeordnete Talvergletscherung über, die im Transfluenzpaß Raudbergpasset ihre größte Höhe mit etwa 2050 m erreicht. Die Übergänge zur Oberfläche des Eisschildes befinden sich am nordöstlichen Ende des Raudbergdalen und im Breidskaret bei etwa 1700 m, am östlichen Rand des Borggarden bei knapp 1900 m über dem Meeresspiegel. Bei dem hoch mit Eis gefüllten Raudbergdalen handelt es sich um ein **Eisstromnetz** (transection oder reticular glaciers) mit einem vom Raudbergpasset ausgehenden radialen Abfluß. Als Eisstromnetz wird eine Gemeinschaft von Talgletschern (valley glaciers) bezeichnet, die über Einsattelungen zusammenhängen.

Im Borgmassivet ist die Ausbildung der **Lokalglletscher**, unter dieser Bezeichnung werden die Gletscher der Plateau- und Nunatakkerflanken sowie der Plateauoberflächen zusammengefaßt, besonders stark von den Windverhältnissen geprägt, da diese über die Niederschlagsverteilung die Gletscherernährung bestimmen (s. Abschn. 2.2.2.2). Auch bei den Lokalgllet-

schern wird zwischen einer dem Relief über- bzw. untergeordneten Vergletscherung unterschieden.

Mehr oder weniger stark dem Relief übergeordnet, sind die kuppelförmigen Eiskappen (ice caps) oder die flachen Eisfelder (ice-fields) der größeren Plateauverebnungen (z.B. von Borga, Jökulskarvet und Högskavlen; s. auch Abb. 3 u. 4). Da die Unterscheidung zwischen den Eiskappen - diese haben meist einen radialen Eisabfluß - und den Eisfeldern häufig schwierig ist, wird die zusammenfassende Bezeichnung Plateaugletscher benutzt.

Der Abfluß der Plateaugletscher erfolgt über flach geneigte Hänge (z. B. die östliche Abdachung des Högskavlen-Plateaus), in kleinen Tal- bzw. Auslaßgletschern (z.B. der vom Borga-Plateau herabfließende Charlesbreen) oder direkt über die Plateauränder. Von den Plateaurändern "stürzt" das Eis über Gletscherbrüche (ice-falls) in die Tiefe. An den steilen Plateauflanken bedecken diese Abbrüche die Rückwände der großen Buchten bzw. Kare und auch gestreckte Wandabschnitte (s. Abb. 3).

Teilweise ist der Eisnachschiebung von den Plateaugletschern so gering, oder die Ablation ist an den Plateaurändern so stark, daß die Gletscher unmittelbar am oberen Rand der steilen Plateauflanken enden. Dies ist am Rand des Borga-Plateaus südlich des Spiret der Fall, wo die Gletscherfront des Plateaugletschers in einer Hangvertiefung am Plateaurand einen Hängegletscher bildet. Südöstlich des Högskotet (nördliches Borga-Plateau) befindet sich ein steilwandiger hängender Gletscherlobus ("wall-sided glacier" nach WRIGHT & PRIESTLEY 1922: 153), der den Wandfuß nicht erreicht.

Zu den **Gebirgsgletschern** im engeren Sinne ("mountain glaciers" nach MÜLLER et al. 1977) gehören die Lokalgletscher der eingebuchteten und gestreckten Plateau- und Nunatakkerflanken. In den großen Buchten befinden sich Kargletscher (cirque glaciers), wie z.B. in dem mehrgliedrigen Großkar Rindebotnen (s. Abb. 3). Die meisten Kargletscher in den geschlossenen oder halbseitig offenen Buchten werden wenigstens teilweise über die Kar-rückwände von herabstürzendem Material der Plateaugletscher ernährt. Der Triebschneeanteil an der Ernährung ist vor allem vor den hohen Plateaus und im Lee von Plateaurändern und Graten bedeutend. In den Lee-Lagen bilden sich Wächten, die gelegentlich als Lawinen herabstürzen (z.B. südwestlich des Borga-Plateaus).

In einigen hochgelegenen isolierten Hangvertiefungen von Plateauflanken entwickeln sich Nischengletscher, z.B. östlich des Spiret. Da es sich dabei ausschließlich um Ansammlungen von Triebschnee handelt, werden sie auch als Schneewehengletscher (aeolian glaciers) bezeichnet.

Wo der Karboden der vergletscherten Buchten hoch genug über den angrenzenden Gletscherarealen liegt, wird die Karschwelle durch Stufen an der Gletscheroberfläche, häufig in Verbindung mit Spaltenzonen, nachgezeichnet. Die besten Beispiele hierfür befinden sich in der südwestlichen Fußzone des Borga-Plateaus im Übergang zum Borggarden.

Bei der Vergletscherung der nicht von Gletscherbrüchen bedeckten steilen Plateauflanken handelt es sich um Wandfußgletscher. Beispiele für diese, vor allem durch Triebschnee gebildete Gletscherform befinden sich unter anderem am Ostrand des Blaueisfeldes Bläisen. Die Gletscher werden durch Bergschründe unterbrochen, die die Grenze zwischen den inaktiven obersten Teilen und den aktiveren Gletscherarealen am Wandfußmarkieren.

Weitgehend inaktiv sind die zahlreichen Gletscherflecken und die peren-

nierenden Schneefelder (glacierets bzw. snowfields oder patches), die sich in wind- und strahlungsgeschützten Flankenbereichen und auf reliefierten Plateauoberflächen halten können.

Zum Formenschatz an der Oberfläche der Glaziosphäre siehe Abschnitt 3.3.

2.1.4 Regionale Einordnung und Charakterisierung des Borgmassivet im Rahmen geographischer Gliederungen

Zum Zwecke einer regionalen (zonalen bzw. hypsometrischen) Einordnung und Abgrenzung der geomorphologischen und glaziologischen Verhältnisse im Borgmassivet gegenüber anderen antarktischen Gebieten soll kurz auf entsprechende Gliederungen eingegangen werden. Da die Antarktis fast vollständig von Eis bedeckt ist (ca. 97 % des Kontinents sind vergletschert), kann es sich zumindest bei der großräumigen Gliederung nur um Klassifizierungskriterien handeln, die vor allem vom glazialen Klima (Eisklima) des riesigen Eisschildes und den Einflüssen der angrenzenden Meere bestimmt werden. Lediglich im regionalen und lokalen Maßstab können die das Inlandeis durchragenden Plateaus und Nunatakker modifizierend wirken (s. Abschn. 2.2.2).

Für eine großräumige Differenzierung der Oberfläche der Glaziosphäre eignen sich die thermischen Gliederungen von BENSON (1961) bzw. MÜLLER (1962) nach schneehydrologischen Zonen (im Akkumulationsgebiet), und von SCHUMSKII (in WILHELM 1975: 303-313) nach Eisbildungsprozessen. Bei beiden Gliederungen liegt das Borgmassivet in der höchsten bzw. kältesten Zone, wo die absoluten Maxima der Lufttemperatur 0 °C nicht überschreiten; es handelt sich um die **Trockenschneezone** (dry snow zone) bzw. um die Umkristallisationszone (recrystallization oder snow zone). Hier entsteht wegen der niedrigen Lufttemperaturen kein Schmelzwasser an der Schneeoberfläche und dadurch auch keine Schmelzwärme, die die Schneetemperatur gegenüber der Lufttemperatur verändert. Da im Schnee in etwa 10 m Tiefe die jahreszeitlichen Schwankungen der Lufttemperatur nicht mehr feststellbar sind, entspricht die sog. 10 m-Temperatur in der Trockenschneezone der Jahresmitteltemperatur (s. Abschn. 2.2.2.1).

Die Untergrenze der Trockenschneezone bildet die Trockenschneelinie (dry snow line). Darunter befindet sich die Sickerzone (percolation zone) bzw. die Umkristallisations-Infiltrationszone (recrystallisation-infiltration oder snow-firn zone), in der erste Schmelzerscheinungen auftreten. Nach SCHYTT (1958: 109) kommen im nordwestlichen Dronning Maud Land Eislinsen nur bis 550 m über dem Meeresspiegel vor. Im nördlichen Ahlmannryggen treten nach C.Z. v.ZYL (1974) dicke Eislinsen unterhalb von 320 m auf. Schneeschachtuntersuchungen von BREDELL (1973) an der Sommerstation Grunehogna in 1100 m Höhe bestätigen, daß sich die zentralen Teile des Ahlmannryggens bereits in der Trockenschneezone befinden.

Die weitgehendste geographische Gliederung der Antarktis wurde von sowjetischen Geographen erarbeitet. Diese "physiographische Zonierung der Antarktis" wird zusammenfassend in MARKOV et al. (1970: 319-348) beschrieben. Eine entsprechende "Karte der Landschaften des antarktischen Kontinents 1:10 000 000" ist auch im ATLAS ANTARKTIKI (1966: Tafel 133-134) enthalten. Vergleiche auch die ähnliche Zonierung für das östliche Dronning Maud Land von FUJII & AGETA (1988).

Innerhalb des sog. Antarktischen Gürtels, dieser umschließt mit Ausnahme

des stark ozeanisch geprägten nordwestlichen Küstenstreifens der Antarktischen Halbinsel den gesamten Kontinent einschließlich der angrenzenden Meere, liegt die sog. Antarktische Eiszone mit vier Subzonen: Subzone der Schelfeise, Randliche Eisschild-Subzone, Subzone des Eisschildabhanges und Zentrale Eisschild-Subzone. Innerhalb der Subzonen wird zwischen mehreren Landschaftstypen der Glaziosphäre und Landschaftstypen der Lithosphäre (Periglazial-Landschaften) unterschieden.

Das Borgmassivet liegt in der breiten Subzone des Eisschildabhanges, die sich zwischen der Zentralen Eisschild-Subzone mit der "Landschaft der flachen Schneewüste des Weltkältepol" (in der Ostantarktis oberhalb von 2800 - 3200 m) und der Randlichen Eisschild-Subzone befindet. Die vergletscherten Areale der Randlichen Eisschild-Subzone bestehen aus der "Landschaft der Auslaßgletscher und der zerrütteten Eisgürtel". Als Untergrenze für den Eisschildabhang wird eine Höhe von 200 bis 150 m über dem Meeresniveau bzw. eine Jahresmitteltemperatur von etwa -25°C angegeben (MARKOV et al. 1970: 333). Im nordwestlichen Dronning Maud Land wäre nach Auffassung des Autors die Benutzung der Trockenschneelinie als Untergrenze, die in etwa 500 - 600 m Höhe ü. M. verläuft, sinnvoll; sie fällt dort mit einer Jahresmitteltemperatur um -20°C zusammen.

Als "Landschaft der Schneewüsten mit Sastrugi und Korrasionsformen des Schneemikroreliefs" werden die Inlandeisgebiete des Eisschildabhanges charakterisiert. Hier haben stürmische Winde aus östlichen Richtungen, vor allem katabatische Winde aus SE bis SSE, einen entscheidenden Einfluß auf die Niederschlagsverteilung sowie auf den Formenschatz und den Zustand der Gletscheroberflächen (s. Abschn. 2.2.2 u. 3.3).

Die unvergletscherten Areale der gebirgigen Inlandeisdurchragungen werden oberhalb von etwa 500 - 600 m als "Landschaft der Hochgebirgsoasen" bezeichnet (MARKOV et al. 1970: 339). BARDIN (1966: 107) unterscheidet hier zwischen den Höhenstufen "Gebirgsperiglazial" (zwischen 500 - 600 m und 2000 - 2400 m) und "gebirgiges Wüstenperiglazial" (oberhalb von 2000 - 2400 m ü. M.).

Die ozeanisch geprägten Periglazialgebiete unterhalb von 500 - 600 m tragen die Bezeichnungen "Landschaft der niedrigen hügeligen Gebirgsoasen" (MARKOV et al. 1970: 342) bzw. "Periglazial der Küstenzone" (BARDIN 1966). Die hochozeanischen unvergletscherten Areale an der Nordwestküste der Antarktischen Halbinsel werden in MARKOV et al. (1970) als "Subantarktische Oasen" bezeichnet.

Bei der von KARTE (1979) vorgelegten "regionalen Differenzierung des Periglaziärs" werden fast sämtliche unvergletscherten Areale der Antarktis unter der Bezeichnung "Antarktisches Periglaziär" zusammengefaßt. Zur Charakterisierung dieser von "periglaziär-äolischen Prozessen" geprägten Areale dienen aber Frostbodenformen aus den extrem ariden Dry Valleys im Transantarktischen Gebirge, die im Borgmassivet nicht entstehen können.

Die klimatischen Verhältnisse in den Periglazialarealen des Borgmassivet sind ebenfalls schlecht in die neue Klimagliederung der Antarktis von CAMPBELL & CLARIDGE (1987: 68-71) einzuordnen. Diese beiden Autoren versuchen auf der Grundlage älterer Klimazonierungen der Antarktis, unter Berücksichtigung der mikroklimatischen Besonderheiten der unvergletscherten Areale, eine Einbeziehung der antarktischen Gebirgsregionen. Die benutzten Grenzwerte innerhalb der sog. "mountain zone", hier erfolgt die Klassifikation nach Luft- und Bodentemperaturen sowie nach Niederschlag und Bodenfeuchtezustand, beziehen sich vor allem auf die Verhältnisse im

Transantarktischen Gebirge. Da die unvergletscherten Oberflächen dort wesentlich größere Ausdehnung haben, sind die benutzten Grenzwerte nicht auf das Borgmassivet mit seinen relativ kleinen und isolierten Hochgebirgsoasen übertragbar (s. Abschn. 2.2.2.3).

2.2 Faktoren der Reliefbildung und Vergletscherung

2.2.1 Geologie und Tektonik

Die stratigraphische Einordnung der im Borgmassivet aufgeschlossenen Gesteine war seit der ersten Aufnahme durch die Geologen RÖÖTS und REECE umstritten (s. RÖÖTS 1969; RAVICH & SOLOVIEV 1969; NEETHLING 1972b), und sie ist, wie die unterschiedlichen Auffassungen von BREDELL (1982) und von WOLMARANS & KENT (1982) zeigen, bis heute noch nicht ganz abgeschlossen. Zur absoluten Alterseinstufung haben noch in der jüngsten Vergangenheit geochronologische Untersuchungen an den Vulkaniten des westlichen Neuschwabenlands stattgefunden (ELWORTHY in WOLMARANS & KENT 1982: 73-84; BARTON & COPPERTHWAITTE 1983; PETERS et al. 1986; SPAETH & SCHÜLL 1987).

Bei den anschließenden Ausführungen zur Geologie und Tektonik wird, falls nicht anders angegeben, der Synthese von WOLMARANS & KENT (1982) und den dazu erschienenen geologischen Übersichtskarten 1:250 000: Ahlmannryggen (Blatt 1), Borgmassivet (2) und Kirwanveggen (3) gefolgt. Die zugrunde gelegte Gliederung des Präkambriums entspricht der von JAMES & TINGEY (1983): Archäikum - Periode vor > 2400 Millionen Jahren (Ma); frühes, mittleres und spätes Proterozoikum - 2400-1540, 1540-880 bzw. 880-570 Ma.

Wie die in den Abb. 5 und 10 dargestellten Ergebnisse von Satellitenbildinterpretationen des Autors zeigen, bilden das Borgmassivet, der Ahlmannryggen und der westlich des Schyttbreen angrenzende Giæverryggen die höchsten Teile einer in Schollen zerlegten Plattform, die als **Maudheimplatte** bezeichnet wird (KAMENEV & IVANOV 1983: 194). Diese Plattform wird im Südosten durch den tiefen Jutul-Penck-Graben von den hochgradig metamorphen Gesteinen des ostantarktischen Schildes getrennt. Die größtenteils im mittleren Proterozoikum metamorph überprägten Schildgesteine der sog. Sverdrupfjella Group (pEs) (s. Abb. 6) sind im Kirwanveggen und im H.U.Sverdrupfjella aufgeschlossen.

Getrennt durch die Grabenzone des Schyttbreen liegt westlich des Borgmassivet und des Ahlmannryggens der S-N-streichende Giæverryggen, an dessen Oberfläche das Basement (kristalline Grundgebirge) der Maudheimplatte in isolierten Nunatakkern (Annandagstoppane und Juletoppane) in 1600-1700 m Höhe zu Tage tritt. Das Basement (pEA) besteht aus Graniten und Gneisen mittel- bis spätarchaischen Alters.

Das **Tafeldeckgebirge** der östlichen Maudheimplatte wird als **Ritscherflya Supergroup** bezeichnet (s. Abb. 6). Diese mindestens 3500 m mächtige sedimentär-vulkanogene Einheit wurde während des frühen und mittleren Proterozoikums abgelagert. Das in Bruchschollen zerlegte Schichtpaket liegt abgesehen vom Rand zum Jutul-Penck-Graben nahezu horizontal. Die Gesteine der Ritscherflya Supergroup, die nur schwache Anzeichen einer Metamorphose zeigen, bestehen aus zwei lithostratigraphischen Einheiten (groups):
- die untere, vorwiegend sedimentäre Ahlmannryggen Group wird in sechs Formationen gegliedert, deren höhere durch rote Schichten und vulkanoklastische Lagen charakterisiert sind;

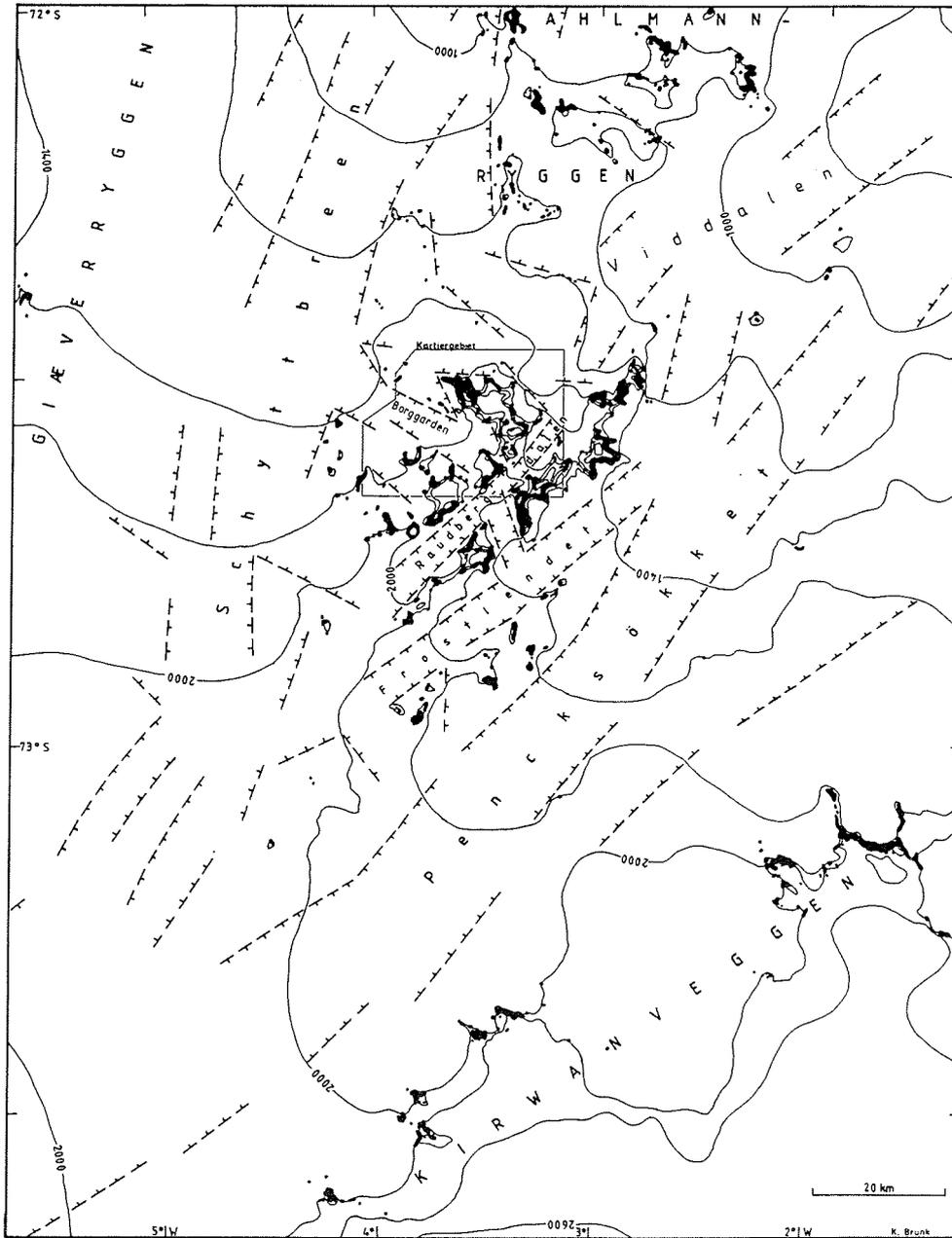


Abb. 5 Tektonische Gliederung des Borgmassivet und dessen Umgebung.
 Interpretation einer Vergrößerung der LANDSAT-Satellitenbildkarte
 RITSCHERHOCHLAND 1:1 000 000 (SS 28-30).
 Höhenlinien nach Karte MAUDHEIMVIDDA AUST, Dronning Maud Land,
 1:500 000 (Beilage zu GIÆVER & SCHYTT 1963).

- die aus vier Formationen bestehende Jutulstraumen Group enthält vor allem andesitischen Laven und pyroklastische Gesteine. Für die andesitischen Laven der jüngsten Formation, der im nordöstlichen Ahlmannryggen aufgeschlossenen Straumsnutane Formation, gibt BREDELL (1982) ein Alter von etwa 850 Ma an.

Die Gesteine der Ritscherflya Supergroup sind sehr stark mit doleritischen und dioritischen Lagergängen (sills), teilweise auch mit steilen Gesteinsgängen (dikes) durchsetzt, die als **Borgmassivet Intrusives** bezeichnet werden. Die Intrusiva sind bereits im Proterozoikum, gehäuft vor etwa 1800-1700, 1430, 1200-1000 und 770 Ma (Alter nach WOLMARANS & KENT 1982 und BARTON & COPPERTHWAITTE 1983), in das sedimentär-vulkanische Gesteinspaket eingedrungen.

In die Ritscherflya Supergroup und die Borgmassivet Intrusives sind schließlich noch triassische bis jurassische doleritische Laven in Klüfte und Spalten intrudiert. Diesen Doleritgängen entsprechende basaltische Laven sind als Decken im südwestlichen Kirwanveggen aufgeschlossen (HARRIS et al. 1987). Die früh- bis mitteljurassischen Basalte der Kirwanveggen Formation (MK) haben sich dort auf eine Rumpffläche (sog. Sub-Mawson surface) ergossen.

Das Liegende der Basalte bilden im südwestlichen Kirwanveggen ca. 100 m mächtige permische oder permo-karbone Sandsteine (Amelang Formation, PzA), in denen in der Heimefrontfjella (südwestl. d. Kirwanveggen) 1987 von G. PATZELT (mündl. Mitt.) Tillite nachgewiesen werden konnten. Auch die Amelang Formation ist auf einem Erosionsniveau (sog. Maya-erosion surface) abgelagert worden, das die darunter liegenden Quarzite und Konglomerate der Urfjell Group (PzU) diskordant schneidet. Die Urfjell Group ist wahrscheinlich kambrischen bis ordovizischen Alters (s. Abb. 6).

Im Borgmassivet ist von der Ritscherflya Supergroup, mit Ausnahme des Fasettfjellet im Nordosten, nur die vorwiegend sedimentäre **Ahlmannryggen Group** aufgeschlossen (s. Abb. 6). Wo die Sedimentgesteine dieser Einheit im Kartiergebiet an der Oberfläche oder in Oberflächennähe anstehen, sind sie durch ein horizontales Linienraster in der geomorphologisch-glaziologischen Karte dargestellt.

Die Ahlmannryggen Group beginnt mit den Grauwacken und Schluffsteinen der Pyramiden Formation (p€p), die nur in den westlichsten Nunatakkern (Knappane, s. Abb. 2) sowie in der nördlichen Umgebung des Borgmassivet vorkommen. Über dieser folgt, ohne daß der Kontakt aufgeschlossen ist, die Framryggen Formation (p€f). Sie ist bis zu 250 m mächtig, besteht aus Grauwacken und Quarziten und ist in den Nunatakkern westnordwestlich von Borge anzutreffen.

Am weitesten verbreitet sind im Borgmassivet das mittlere und das obere Schichtglied der Högfonna Formation (p€h), sog. Vetten und Högfonnaksla Member. Das Veten-Schichtglied (p€hv) ist mit 450 m im Veten, 100 m im Fingeren, 93 m im Nålegga und mit 250 m in den Wänden des nordwestlichen Borge-Plateaus aufgeschlossen. Von dem fast 360 m dicken Högfonnaksla Member (p€hh) sind nordwestlich des Raudbergdalen bis zu 150 m mächtige Schichtenfolgen im Pilarryggen, Domen, Söyla und Högskavlpiggen anzutreffen. Die Högfonna Formation besteht aus einer konglomeratischen und jasperführenden Abfolge von Quarziten und Arkosen sowie aus Tonsteinen und Schieferen. Im oberen Teil häufen sich rote Schichten (red beds) und Tuffe.

Im Hangenden folgt eine vor allem durch ihre rote Farbe auffallende

Schichtenfolge, die im zentralen und südlichen Borgmassivet verbreitete Raudberget Formation (pEr)(s. Abb. 12). Dabei handelt es sich um eine bis zu 360 m mächtige Abfolge von dunkelroten Quarziten, kieseligen Tonsteinen und Schiefen mit eingelagertem vulkanoklastischen Material (Tuffe) und einigen Konglomeratlagen.

Mindestens 50 % der unvergletscherten Gesteinsoberflächen bestehen im Borgmassivet aus den basischen **Borgmassivet Intrusives** (pEb). Von diesen liegen häufig mehrere Lagergänge übereinander, die meist konkordant von den Sedimentgesteinen umgeben sind. Einige Lagergänge sind linsenförmig oder gestuft ausgebildet. Gelegentlich ist das gesamte Gesteinspaket von den jüngeren Doleritgängen (M) durchschlagen.

Die große Härte des meist dickbankigen intrudierten Materials ist die Ursache für den dominierenden Oberflächenanteil der Intrusiva an den Fels- und Schuttarealen. Dies gilt vor allem für die Plateauverebnungen, da die, abgesehen von den Quarziten, deutlich weniger resistenten Gesteine der Ahlmannryggen Group fast ausschließlich in geschützten Positionen aufgeschlossen sind. Der Formenschatz der Mesalandschaft wird außerdem von der Gesteinslagerung bestimmt; durch die Lagerung und Bankung der Intrusiva entstehen Resistenzstufen auf den Plateauoberflächen sowie gestufte Grate und Wände.

Die **tektonischen Aktivitäten** setzten im Bereich des Jutul-Penck-Grabens bereits während der Sedimentation der Ritscherflya Supergroup ein. Sie waren mit Bruchspaltenbildung parallel zu dieser Grabenzone und mit Magmatismus verbunden. Weitere Bewegungen fanden an den Plattenrändern während der Ross-Orogenese (vor allem während des Ordoviziums) statt. Diesen folgte eine lange Stabilitätsphase, die zur Bildung der "Maya-erosion surface" führte. Anschließend wurde die örtlich tillitführende, permo-karbone Amelang Formation abgelagert, an deren Oberfläche im südwestlichen Kirwanveggen die Relikte der bis in die ausgehende Trias gebildeten "Sub-Mawson surface" erhalten sind.

Im Jura begann das Auseinanderbrechen des Gondwanalandes zwischen der Ostantarktis und Südafrika, mit dem seit der ausgehenden Trias und im frühen Jura eine Wiederbelebung der alten Bruchzonen verbunden war (HOFMANN & WEBER 1983: 588; SPAETH & SCHÜLL 1987: 110). In den entstehenden Dehnungsstrukturen (Klüften und Spalten) intrudierten Doleritgänge und es kam zur Extrusion der basaltischen Laven der Kirwanveggen Formation. Die **Grabenbildungsprozesse** (rifting) dauern im Bereich des Jutul-Penck-Grabens wahrscheinlich bis heute an, und sie sind wenigstens teilweise eine Reaktion auf die große Eislast des Inlandeisschildes (s. GRIKUROV 1982: Fig. 98.2; KADMINA et al. 1983: 502).

NEETHLING (1970, in WOLMARANS & KENT 1982: 86) geht von einer mesozoischen oder känozoischen Aktivierung vor allem derjenigen Strukturen aus, die parallel zum Jutul-Penck-Graben verlaufen. Das westliche Dronning Maud Land hatte laut NEETHLING bereits vor dem Beginn der Vergletscherung ein stark zerschnittenes Relief. Nach WOLMARANS (1982: 967) haben der Penck-sökket, der untere Jutulstraumen und der Schyttbreen sowie die großen SW-NE-streichenden Täler des Borgmassivet (Viddalen, Frostlendet und Raudbergdalen) wahrscheinlich präglaziale Vorformen tektonischen Ursprungs. Für die Ausgestaltung der heutigen Trogformen und die Zerlegung des Bruchschollengebirges spielen nach WOLMARANS die fluviale und/oder die glaziale Erosion die entscheidende Rolle (s. Abschn. 3.1).

2.2.2 Klima und Verwitterung

Aufgrund der extremen **Albedounterschiede** zwischen den Schnee- und Fels- bzw. Schuttoberflächen sind die Wirkungen der Sonnenstrahlung auf den Wärmehaushalt der entsprechenden Oberflächen sehr verschieden. An der Oberfläche der Glaziosphäre erlauben die hohen Albedowerte des Schnees (etwa 80 - 85 %) nur eine geringe Energiezufuhr durch die kurzwellige Sonnenstrahlung. Da diese nicht die mit der langwelligen Ausstrahlung verbundenen Energieverluste der Schneeoberflächen ausgleichen kann, führt der Wärmeverlust zu einer starken Abkühlung der Inlandeisgebiete. Zur Strahlungsbilanz und zum Wärmehaushalt im glazialen Klima (polares Eisklima) siehe LILJEQUIST (1957) und SCHWERTFEGGER (1984: 12-40).

Die wesentlich bessere kurzwellige Strahlungsbilanz der Fels- und Schuttareale erzeugt im Sommer eine bedeutende Erwärmung der bestrahlten unvergletscherten Oberflächen. Dieser sog. **Oaseneffekt** ist der Grund dafür, daß eine Beschreibung des Klimas im Borgmassivet mit seinen isolierten Eisdurchtragungen nur in zwei Größenordnungen möglich ist: der des Mesoklimas (Regional- und Lokalklima) und der des Mikroklimas (Klima an der Oberfläche der Fels- und Schuttareale).

Das Regionalklima im Bereich des Borgmassivet entspricht weitgehend dem überregionalen glazialen Klima der sog. Subzone des Eisschildabhanges (MARKOV et al. 1970: 333-339). Abgesehen von der negativen Strahlungsbilanz der schneebedeckten Oberflächen, haben kontinentaler Kaltluftabfluß (katabatische Winde) vom Inlandeisplateau und relativ milde ozeanische Luftmassen einen wesentlichen Anteil an der Gestaltung des Klimas in dieser Subzone (s. auch HISDAL 1958).

Erst im lokalen Maßstab werden die modifizierenden Einflüsse des Gebirgsreliefs auf die Klimaparameter größer (z.B. reliefbedingte Temperaturinversionen oder Luv- und Lee-Effekte bei der Niederschlagsverteilung). An zuverlässigen Klimadaten liegen nur einige Jahresmitteltemperaturen und jährliche Akkumulationsraten vor, die sich auf die Oberfläche der vergletscherten Areale beziehen. Bei allen weiteren in den folgenden Abschnitten gemachten Angaben handelt es sich um Abschätzungen, die sich auf Messungen und Beobachtungen aus anderen Gebieten sowie auf eigene Aufzeichnungen stützen. Wegen der großen Bedeutung der direkten Sonnenstrahlung auf die Oberflächentemperaturen der Fels- und Schuttareale wird im Abschn. 2.2.2.1 auch gesondert auf die Strahlungsverhältnisse im Borgmassivet eingegangen. Die damit verbundenen mikroklimatischen Besonderheiten sind eine wesentliche Voraussetzung für die im Abschn. 2.2.2.3 beschriebenen arid-periglazialen Verwitterungsprozesse und für die rezente Geomorphodynamik (s. Abschn. 3.2).

2.2.2.1 Temperatur- und Strahlungsverhältnisse

Die **Jahresmitteltemperaturen** an der Schneeoberfläche (T_o) wurden im Borgmassivet und dessen Umgebung von SCHYTT (1960: Table 9) anhand von Messungen in Schneeschächten berechnet. Davon liegen folgende Schächte im bzw. in unmittelbarer Nähe des Kartiergebietes (s. Karte): Schneeschächte von 1950/51 Nr. 18, 21, 22/35, 23, 32, 33, 34 und 36. Die ermittelten Einzelwerte sind in Abb. 7 dargestellt; sie schwanken zwischen $-25,4^{\circ}\text{C}$ (Schacht 32 in 1750 m Höhe) und $-30,5$ bzw. $-29,7^{\circ}\text{C}$ am Raudbergpasset (Schächte 22 u. 35 in etwa 2050 m über dem Meeresspiegel).

Mit Hilfe sämtlicher im nordwestlichen Dronning Maud Land beobachteten Temperaturwerte hat SCHYTT (1960: 176) für die Höhenstufe zwischen 500 und 2000 m einen vertikalen Temperaturgradienten von $0,55^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ berechnet, der bis zu 300 km Entfernung von der Schelfeisfront Gültigkeit hat. Die vertikale Verteilung der Jahresmitteltemperaturen läßt sich für diesen Raum nach einer von SCHYTT aufgestellten Gleichung bestimmen: $T_0 = -17,5^{\circ} - 0,55 h$ ($h = \text{Höhe in } 100\text{ m}$). Danach liegen die Jahresmittelwerte im Borgmassivet (bis 2000 m über dem Meeresspiegel) zwischen $-25,5$ bis -26°C in 1500 m und $-28,5^{\circ}\text{C}$ in 2000 m Höhe (s. Abb. 7).

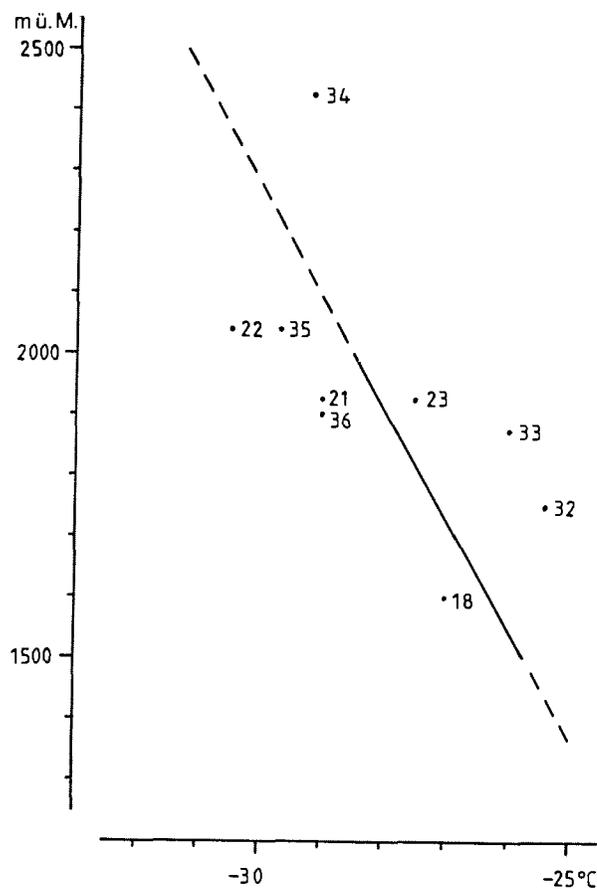


Abb. 7 Jahresmitteltemperaturen an der Schneeoberfläche im Kartiergebiet sowie nach der Gleichung $T_0 = -17,5^{\circ} - 0,55 h$ (SCHYTT 1960: 176) berechnete höhenabhängige Verteilung der Jahresmittelwerte

Die Streuung der Einzelwerte um die entsprechenden Mittelwerte ist wenigstens teilweise auf Reliefeinflüsse zurückzuführen. Höhere Temperaturen sind im Lee der großen Plateaus, z.B. an den Schächten 32, 33 und 23 zu

beobachten, und dort wo ein guter Kaltluftabfluß möglich ist. Deutlich negative Abweichungen kommen außerhalb des Kartiergebietes in Muldenregionen (wahrscheinlich durch winterliche Inversionslagen verursacht) vor. Als besonders kalt erweist sich auch der Raudbergpasset (Schächte 22/35). Die relativ hohe Temperatur ($-29,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) am Schneeschacht 34 (auf dem Jökulskarvet in etwa 2425 m Höhe) zeigt, daß der vertikale Temperaturgradient nur zur Bestimmung der Jahresmitteltemperatur an der Oberfläche Eisstromnetzes benutzt werden kann.

Der Jahresgang der **Monatsmitteltemperaturen** im Borgmassivet ist nicht bekannt; er kann aber unter der Annahme eines annähernd parallelen Jahresganges an einer mit dem Borgmassivet bezüglich der geographischen Breite, der Höhe und der Entfernung zur Küste vergleichbaren Station, grob abgeschätzt werden. Dazu eignet sich die japanische Station Mizuho ($70\ 42'\text{ S}$, $44\ 20'\text{ E}$; 2230 m über dem Meeresniveau; ca. 250 km südlich der Küste bzw. Schelfeisfront), wo die Jahresamplitude der Monatsmittel $23\text{ }^{\circ}\text{C}$ beträgt. Dort liegen die höchsten Monatsmittel (im Dezember und Januar) um bis zu $14,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ über dem Jahresmittelwert von $-32,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, und die Monatsmittel der kältesten Monate (Juni bis August) liegen im sog. kernlosen Winter um bis zu $8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ unter dem Jahresmittel (SCHWERDTFEGGER 1984: 232).

Bei einer Übernahme dieser Schwankungen um die Jahresmittelwerte ergeben sich für das Borgmassivet, unter Benutzung eines konstanten vertikalen Temperaturgradienten von $0,55\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, etwa folgende Werte:

- Monatsmitteltemperaturen der wärmsten Monate:
ca. $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 1500 m, ca. $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 2000 m über dem Meeresspiegel;
- Monatsmitteltemperaturen der kältesten Monate:
ca. $-34\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 1500 m, ca. $-37\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 2000 m über dem Meeresspiegel.

Die Abschätzung für die kältesten Monate wird durch die Temperaturmessungen einer Überwinterungsgruppe der Transglobe Expedition 1980 am Nunatak Ryingen (ca. 30 km südlich des Raudbergpasset; s. Abb. 2) (FIENNES 1983: 529) bestätigt. Dort wurden in 1800 m Höhe über tägliche Messungen um 12 h GMT folgende Monatsmittelwerte berechnet: Februar $-18,3$; März $-24,2$; April $-29,8$; Mai $-31,8$; Juni $-36,3$; Juli $-34,6$; August $-33,7$; September $-33,7$ und Oktober $-27,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der niedrigste Einzelwert wurde im Juli 1980 mit $-45,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ registriert. Im gleichen Monat wurde auch ein Maximum von nur $-16,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ gemessen.

Auch die nicht unter Standardbedingungen registrierten Temperaturmessungen während des Geländeaufenthaltes im Borgmassivet, vom 14.1. - 8.2.1985, lagen innerhalb des oben abgeschätzten Rahmens für die wärmsten Monate. Die in einer strahlungsgeschützten Vorrichtung in etwa 20 cm über der Schneefläche ermittelten Tagesmittelwerte bewegten sich Mitte Januar am Zeltcamp westlich des Pillaryggen ($72\ 43'\text{ S}$, $4\text{ }^{\circ}\text{ W}$; ca. 1860 m ü. M.) zwischen -10 und $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die absoluten Tagesmaxima lagen zwischen $-6,5$ und $-10,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, die absoluten Tagesminima zwischen -12 und $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Am Zeltcamp westlich von Borga ($72\ 33,4'\text{ S}$, $3\ 42'\text{ W}$; 1725 m ü. M.) wurden Ende Januar und Anfang Februar folgende Temperaturen gemessen: Tagesmittel zwischen -11 und $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$; Tagesmaxima zwischen -8 und $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ sowie Tagesminima zwischen -12 und $-23,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Besonders deutlich war eine rasche Temperaturabnahme mit dem Ende des Polartages Anfang Februar (s. Abb. 8).

Die Geländebeobachtungen zeigen, daß im Borgmassivet oberhalb von 1500 m über den Schneeflächen der vergletscherten Areale absolute **Maximalwerte der Lufttemperatur** von etwa $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht werden; ein Überschreiten des Gefrierpunktes kann hier also ausgeschlossen werden.

Die **Oberflächentemperaturen der Fels- und Schuttareale** zeigen vor allem an Tagen mit intensiver Einstrahlung einen ausgeprägten Tagesgang. Auf strahlungsbegünstigten Hängen führt dann die kurzwellige Sonnenstrahlung, insbesondere bei Windstille, zu einer erheblichen Aufheizung der unvergletscherten Areale gegenüber der umgebenden Lufttemperatur. Da mit diesen Temperaturschwankungen Bodenfrostdwechsel verbunden sein können, kommt den Tages- und Jahresgängen der Sonnenstrahlung eine entscheidende Bedeutung zu.

Die zugestrahlte Sonnenenergie, die eine Fläche erwärmt, wird von den Elementen des solaren Klimas (Sonnenhöhe, Tageslänge und Jahresgang), von der Strahlungsintensität, von der Bewölkung und von topographischen Faktoren bestimmt. Die Erwärmung ist außer vom Strahlungsumsatz (Albedo und Wärmeleitfähigkeit) an der bestrahlten Oberfläche auch stark von der Luftbewegung (turbulenter Wärmeaustausch) abhängig.

Für eine horizontale Fläche in etwa $72^{\circ}30'$ S (geographische Breite des Borgmassivet) verdeutlicht ein Isoplethendiagramm der Sonnenhöhen (s. Abb. 8) die Sonnenhöhen (h) und -richtungen (Azimut) in Abhängigkeit von der Ortssonnenzeit (Stundenwinkel der Sonne) und vom Datum (Deklination der Sonne). Desweiteren zeigt das Diagramm die theoretische Dauer des Polartages (10. November bis 31. Januar; 83 Tage) und der Polarnacht (11. Mai bis 2. August; 84 Tage). Am 21. Dezember erreicht die Sonne den höchsten Mittagsstand mit fast 41° , um Mitternacht steht sie dann noch fast 6° über dem südlichen Horizont.

Von der Sonnenhöhe ist die Weglänge der Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre abhängig. Die Masse der durchstrahlten Atmosphäre und deren Trübung bestimmen die Intensität der Sonnenstrahlung am Grund der Atmosphäre. Nicht zu vernachlässigen ist dabei auch die absolute Höhe, da mit zunehmender Seehöhe die Lufttrübung rasch abnimmt. In der Atmosphäre über der Antarktis wird, wegen relativ unbedeutender Wasserdampfmengen und minimaler Staubanteile, die kurzwellige Strahlung bei wolkenlosem Himmel und 30° Sonnenhöhe nur um etwa 12 % (auf dem zentralen Plateau) bis 20 % (in Küstennähe) durch Wasserdampfabsorption und Dunstextinktion geschwächt (FEIGELSON 1984: 235). In welchem Maß die Strahlungsintensität bei niedrigeren Sonnenhöhen progressiv abnimmt, zeigt Fig. 15.2 in FEIGELSON (1984: 236). Die direkte Sonnenstrahlung ist z.B. bei 5° Sonnenhöhe auf dem zentralen Plateau etwa $1/3$ und an der Küste etwa 40 - 45 % niedriger als bei 30° Sonnenhöhe. Diese von der Sonnenhöhe abhängige Abschwächung der Strahlung unterstreicht die Bedeutung der aus nördlichen Richtungen einfallenden Sonnenstrahlung auf die Erwärmung der Oberflächen.

Wegen der abkühlenden Wirkung der kalten Luft gehört außerdem eine weitgehende Windstille zu den Voraussetzungen für eine bedeutende Erwärmung der bestrahlten Oberflächen. Mehr oder weniger wolkenloser Himmel bei gleichzeitiger Windstille oder leichtem Wind, wurde während des Geländeaufenthaltes im Borgmassivet an mindestens 30 - 40 % der Tage beobachtet. Im Windschatten der nordexponierten Plateauflanken herrschte auch dann Windstille, wenn Kaltluftabflaus Südost auftrat.

Oberflächentemperaturen der unvergletscherten Areale über dem Gefrierpunkt konnten im Borgmassivet sogar bei vollständiger Schichtbewölkung und Windstille beobachtet werden. Bei diesen Wetterlagen (sog. White out) wird die diffuse Himmelsstrahlung mehrfach zwischen den Schneeoberflächen in der Umgebung der Fels- und Schuttareale und der Wolkenunterseite reflektiert. Die dabei auf die unvergletscherten Oberflächen auftreffende kurzwellige Strahlung wird größtenteils absorbiert und führt zur Erwärmung. Wie

Messungen von YAMANOUCHI et al. (1982) an der Station Mizuho gezeigt haben, wird die Globalstrahlung wegen der Mehrfachreflexion bei bedecktem Himmel nur um 20 - 30 % verringert. White out-Wetterlagen herrschten während des Geländeaufenthaltes im Borgmassivet an etwa 15 % der Tage. Wegen der starken Streuung der Strahlung haben dann sämtliche Oberflächen einen nahezu gleichen Strahlungsgenuß.

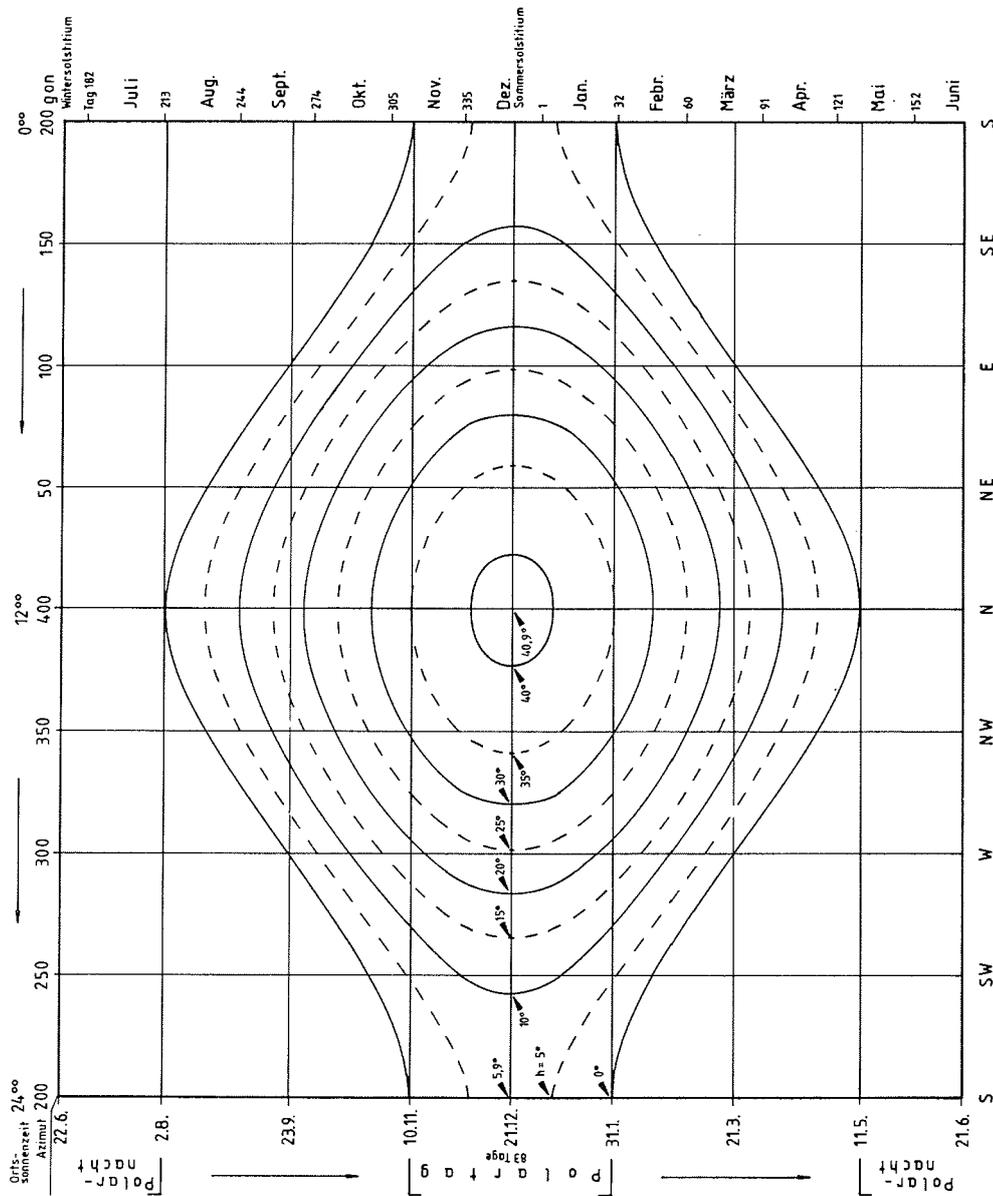


Abb. 8 Isoplethendiagramm der Sonnenhöhen h für $72^{\circ}30' S$.
Gezeichnet (K. BRUNK) nach Berechnungen von R. STAIGER.

Im Gebirgsrelief ist die Bestrahlung der geneigten Oberflächen an Strahlungstagen sehr stark von den topographischen Faktoren Hangrichtung und Hangneigung abhängig. Diese bestimmen zusammen mit der jeweiligen Sonnenhöhe und -richtung den Einfallswinkel der Strahlung. Desweiteren steuert das Steilrelief durch Eigenabschattung und Horizontüberhöhung (Unterbrechung des Tagbogens der Sonne) die potentielle Besonnungsdauer und damit die zugestrahlte Energiemenge.

Wie die Abb. 8 verdeutlicht, ist die Bestrahlung der in nördliche Richtungen exponierten Hänge, bei gleichzeitig hoher Strahlungsintensität, ungleich besser als die der südexponierten Hänge. Die Unterschiede sind so groß, daß auf steilen südexponierten Oberflächen der Gefrierpunkt offensichtlich nicht überschritten wird, was erhebliche Konsequenzen für die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse hat. Eine mangelhafte Erwärmung der südexponierten Plateau- und Nunatakkerflanken kommt in dem weitgehenden Fehlen von Verwitterungsschutt auf diesen Arealen und dem Vorherrschen steiler Reliefformen zum Ausdruck.

Auf den strahlungsbegünstigten Hängen können bei intensiver Besonnung Oberflächentemperaturen bis weit über den Gefrierpunkt erreicht werden (s. Abschn. 2.2.2.3). Durch Nachlassen der Einstrahlung oder bei Beschattung führt die damit verbundene Ausstrahlung schnell wieder zur Abkühlung unter den Gefrierpunkt.

Wie oben erwähnt, sind die Voraussetzungen für eine intensive Erwärmung der unvergletscherten Oberflächen durch direkte Sonnenstrahlung im Borgmassivet an etwa 30 - 40 % der Sommertage gegeben. Für das nördliche Wohlthatmassiv, im östlichen Neuschwabenland, gehen BARDIN & KONOPLEVA (1975: 132) von 30 - 40 windstillen sonnigen Tagen im Jahr aus, an denen Schnee auf bestrahlten Oberflächen geschmolzen werden kann. Unter Einbeziehung der Tage mit intensiver diffuser Himmelsstrahlung (ca. 15 % der Sommertage) sind im Borgmassivet, zumindest auf den mehr oder weniger nordexponierten Hängen während der strahlungsintensiven Jahreszeit (November bis Februar), etwa an jedem zweiten Tag bedeutende tägliche Temperaturamplituden mit **Bodenfrostdwechseln** zu erwarten. Demnach liegen dort die thermischen Voraussetzungen für **morphodynamische Aktivität** an ca. 50 - 60 Tagen im Jahr vor.

Die besten Bedingungen für Verwitterungs- und Abtragungsprozesse (s. Abschn. 2.2.2.3) herrschen offensichtlich im November; dann ist die tatsächliche Sonnenscheindauer am größten (LILJEQUIST 1957: 39-42), und es steht noch eine dünne Schneeauflage (des vergangenen Winters) zur Verfügung, die geschmolzen werden kann.

2.2.2.2 Wind und Niederschlagsverteilung, Akkumulation und Ablation

Die Bezeichnungen **Schnee**, **Firn** und **Eis** (Gletschereis) werden in der Trokenschneezone (s. Abschn. 2.1.4) für gefrorenen Niederschlag mit bestimmten Materialdichten benutzt (BENSON 1961: 31; BENTLEY et al. 1964; Fig. 5). Der Grenzwert zwischen Firn und Gletschereis liegt bei $0,83 \text{ g/cm}^3$. Die Firn-Eis-Grenze wird in den antarktischen Akkumulationsgebieten erst in Tiefen von mehreren Dekametern erreicht; z.B im Byrd-Eisbohrkern in 60 - 70 m (BENTLEY et al. 1964: Fig. 6).

In den Akkumulationsgebieten des Borgmassivet wurden von SCHYTT (1958:

104-105, Table 2 u. 3) in Oberflächennähe Schneedichten um $0,4 \text{ g/cm}^3$ gemessen, während SCHYTT (1961: 189) die Oberflächendichte von schneefreien Kuppen aus "dense firn" auf etwa $0,65 \text{ g/cm}^3$ geschätzt hat. Wie Beobachtungen aus der antarktischen Trockenschneezone zeigen, werden in den Akkumulationsgebieten Dichtewerte der Oberflächenschichten bis zu $0,53 \text{ g/cm}^3$ (BENTLEY et al. 1964: 4) angetroffen. Diese hohen Materialdichten entstehen durch Windtrieb und -pressung (dadurch wird Packschnee und Windharsch gebildet) sowie durch strahlungsbedingte Harschbildung (Schmelzharsch; s. auch MARKOV et al. 1970: 338; ALLISON et al. 1985). Da auch durch Setzung keine höheren Dichtewerte als $0,55 \text{ g/cm}^3$ möglich sind - dann ist die dichteste Anordnung von feinkörnigem Schnee erreicht (kritische Dichte), und die weitere Verdichtung kann nur durch verschiedene mit Druck verbundene Metamorphosemechanismen (sog. Sinterung) erfolgen - muß es sich bei Gletscheroberflächen mit größeren Materialdichten um Ablationsgebiete handeln. Im Borgmassivet wird das Material der Gletscherbereiche das Dichtewerte zwischen etwa $0,55$ und $0,83 \text{ g/cm}^3$ aufweist als Firn (Polarfirn, dry firn) bezeichnet. Die Grenze zwischen den aus Schnee bestehenden Akkumulationsgebieten und den Firn- bzw. (Blau-)Eisbereichen der Ablationsgebiete markiert die Gleichgewichtslinie.

Über dem Ritscherhochland entspricht der mittlere jährliche **Schneeniederschlag** nach Schneeschachtuntersuchungen (SCHYTT 1958: 103) etwa 25 cm Wasseräquivalent (Mittelwert der Jahre 1949 und 1950). Da dieser Niederschlag in der Trockenschneezone aus feinkörnigen Schneekristallen besteht, wird der Schnee bei stürmischem Wetter im Zusammenwirken mit dem Relief schon während des Niederschlagsereignisses sehr unregelmäßig verteilt. Auch der bereits gefallene trockene Lockerschnee wird durch den Wind leicht wieder aufgenommen und an anderer Stelle als Triebsschnee (snow drift) akkumuliert. Häufige Schneeuablagerung bzw. -verwehung, in Verbindung mit bestimmten Windrichtungen, führt im Borgmassivet durch Luv- und Leewirkungen zu einer sehr ungleichmäßigen Schneeakkumulation (s. Abb. 3 u. 4).

Schneeverwehung (drift) beginnt auf Lockerschneeoberflächen etwa bei Windgeschwindigkeiten über 4 m/sec (UNESCO/IASH/WMO 1970). Windstärken von $> 4 \text{ m/sec}$ wurden an der Station Grunehogna im Januar/Februar 1985 während 50 - 60 % der Beobachtungszeit (Mittel über fünf Minuten) registriert. Im Borgmassivet wurden während eines zweitägigen Schneesturms im Windschatten westlich von Borga über längere Zeit Windstärken um 20 m/sec erreicht; in Böen auch weit über 25 m/sec . Zu den meisten Niederschlägen kommt es in Verbindung mit Ost- bis Nordostwinden. Diese treten während des Vorbeizuges von kräftigen Tiefdruckgebieten im Norden auf, deren ozeanische Luftmassen im Sommer am weitesten nach Süden reichen.

Häufiger als Ost- bis Nordostströmung wurde Kaltluftabfluß vom Inlandeisplateau beobachtet. Diese schweren katabatischen Winde aus südöstlichen bis südlichen Richtungen strömen aber nur in Oberflächennähe (Größenordnung 100 m) und werden deshalb mehr oder weniger stark vom Relief gesteuert. Sie sind abgesehen von gelegentlicher Schneedrift nicht mit Niederschlag verbunden. Ihre relative Luftfeuchtigkeit kann sehr niedrig sein, was zur Verdunstung führt.

Die große Bedeutung, die die Schneeuablagerung für die Schneeakkumulation im Borgmassivet hat, wird durch die teilweise kilometerlangen Triebsschneefahnen im Lee oder an den Flanken von Strömungshindernissen angezeigt. Aus der Richtung dieser, in den Luftbildern deutlich sichtbaren Schneeanhäufungen ist zu erkennen, daß vor allem die mit Niederschlag verbundenen Ost- bis Nordostwinde den weitaus größten Einfluß auf die Schneeakkumulation haben. Dies bestätigen auch die von SCHYTT (1958) in den Schneeschä-

chten ermittelten **Akkumulationsraten** und die Beobachtungen an Gletscherpegeln von SWITHINBANK (1959b).

Über dem Mittelwert von 25 cm Wasseräquivalent pro Jahr liegen die Akkumulationsraten in mehr oder weniger windgeschützten Mulden, in der Fußzone von ostexponierten Plateauflanken und im Lee relativ niedriger Strömungshindernisse. Verbreitet werden Wächten angetroffen, die sich im Lee von Plateaurändern und hinter Graten und Stufen bilden. Bereiche mit geringeren Akkumulationsraten sind die Oberflächen von windexponierten Plateaugletschern (z.B. Schacht 34), freigewehte Rücken sowie die Gebiete im Lee der großen und hohen Plateaus.

Im einzelnen wurden im oder in unmittelbarer Nähe des Kartiergebietes von SCHYTT (1958: Table 1) folgende jährliche Akkumulationsraten in cm Wasser berechnet (wo nicht anders angegeben Mittelwert von 1949 und 1950; zur Lage der Schächte s. Karte):

Schneeschart 37:	44 cm (1951)
36:	37 cm
22/35:	36 cm
21:	25 cm
18:	23 cm
33:	21 cm (1950)
	16 cm (1951)
32:	19 cm
23:	17 cm
34:	18 cm

Auch die Verbreitung der **Ablationsgebiete** ist das Ergebnis des Zusammenwirkens von Wind und Relief. Aus Firn oder Gletschereis bestehende Gletscherbereiche entstehen dort, wo der durch äolische Prozesse verursachte Massenverlust an der Oberfläche (s. Abschn. 3.3.2 u. 3.3.3) durch seitlichen Zufluß ausgeglichen werden kann. Am Fuß des Charlesbreen, im Lee von Borga, durchgeführte Messungen an Gletscherpegeln haben für die Zeit vom 5. Februar bis zum 9. November 1951 Ablationsbeträge bis zu 8 cm gezeigt (SWITHINBANK 1959b: Table 2). Auf dem Blauisfeld Bläisen konnte 1966 über Nachmessungen an einem bereits 1951 gesetzten Pegel (Stake 5) eine jährliche Ablationsrate von 2,6 cm Wasseräquivalent festgestellt werden (KAVANAGH 1967; BRUNK & STAIGER 1986: 31).

Besonders groß sind die Wirkungen des Windes auch auf die unvergletscherten Areale. Dort bestimmt der Wind zusammen mit dem Relief nicht nur die Lage und Ausdehnung der Fels- und Schuttareale, er hat auch großen Einfluß auf die Formungsprozesse dieser Oberflächen. Über gelegentliche Tribschneeakkumulation sorgt der Wind für eine **Feuchtigkeitszufuhr**, neben einer ausreichenden Erwärmung eine der wichtigsten Voraussetzungen für aktive Morphodynamik (s. Abschn. 2.2.2.3). Desweiteren ist er Ursache für den äolischen Formenschatz sowie teilweise auch für die Beschaffenheit der unvergletscherten Areale und der Gletscheroberflächen (s. Abschn. 3.2.2, 3.3.2 u. 3.3.3).

2.2.2.3 Mikroklima und arid-periglaziale Verwitterung

Bedingt durch die im Borgmassivet ständig unter dem Gefrierpunkt liegenden Lufttemperaturen (s. Abschn. 2.2.2.1) sind die meisten auf den Fels- und Schuttoberflächen zu beobachtenden **Verwitterungs- und Formungsmechanismen**

das Ergebnis **mikroklimatischer Prozeßabläufe**. In der Vergangenheit sind die dabei wirksamen mikroklimatischen Parameter bei periglazialmorphologischen Studien nur selten genauer untersucht worden.

Eine der wichtigsten älteren Arbeiten, die auf die großen Unterschiede zwischen Makro- und Mikroklima in der Antarktis aufmerksam machte, wurde von MACNAMARA (1973) vorgelegt; in dieser Arbeit wird jedoch nur auf die Verhältnisse in einer maritimen Küstenoase der Ostantarktis eingegangen. An neueren Studien aus den kontinentalen Teilen sind vor allem die detaillierten Untersuchungen zu den mikroklimatischen Milieubedingungen für die physikalische und die chemische Verwitterung in den Dry Valleys von MIOTKE (1979) und MIOTKE & HODENBURG (1980) hervorzuheben. Mikroklimatische Unterschiede bei der Verwitterung von Felsburgen hat unter anderem DERBYSHIRE (1972) beschrieben. Eine zusammenfassende Darstellung zur Bodenbildung und Verwitterung in der Antarktis erfolgte durch CAMPBELL & CLARIDGE (1987). Für das hocharktische und das hochalpine Periglazial haben unter anderem EICHLER (1981) bzw. FISCHER (1984) auf die großen verwitterungsrelevanten Unterschiede zwischen Luft- und Bodenklima hingewiesen.

Neben den notwendigen thermischen Voraussetzungen ist im periglazialen Milieu vor allem das Vorhandensein von Wasser einer der wichtigsten Faktoren für die frostklimatisch gesteuerte **kryogene Morphodynamik**. Bei fehlender Feuchtigkeit kann es nicht zu der im Periglazialraum als vorherrschend angesehenen Frostverwitterung kommen. Unter ariden Verhältnissen entstehen auch in den Polargebieten echte aride Verwitterungsformen, wie dies unter anderem die Beobachtungen von FRISTRUP (1953) in N-Grönland und von MECKELEIN (1965, 1974) in Spitzbergen und Axel Heiberg Island (Kanadische Arktis) gezeigt haben. Da auch im Borgmassivet flüssiges Wasser nur selten oder überhaupt nicht vorhanden ist, werden die dortigen Verwitterungsprozesse stark von Prozessen der **ariden Morphodynamik** geprägt. In den Bereichen mit Steilrelief werden die Verwitterungs- und Abtragungsmechanismen außerdem noch von der **gravitativ** bedingten **Hochgebirgsdynamik** beeinflusst. Zur rezenten Geomorphodynamik der geomorphologischen Prozeßbereiche siehe Abschn. 3.2.

Die Ähnlichkeit einiger durch die kryogene und die aride Morphodynamik entstehenden Formen (sog. Konvergenzformen) kann die Zuordnung zu dem wirksamen Bildungsmechanismus erschweren oder auch unmöglich machen. Siehe hierzu die Arbeiten von MECKELEIN (1965, 1974, 1980), KAISER (1970, 1972), MENSCHING (1977, 1983), MABBUTT (1979), MIOTKE (1980) und CLARIDGE & CAMPBELL (1982).

Die unvergletscherten Areale des Borgmassivet werden trotz der relativ schwachen kryogenen Aktivitäten und des teilweise wüstenhaften Charakters als Periglazialgebiete angesprochen. TEDROW (1977) bezeichnet z.B. die antarktischen Böden als "cold desert soils". Entscheidendes Kriterium für Ansprache als Periglazialgebiet ist das Auftreten von Permafrost (BARSCH 1986). Das Periglazialmilieu der Fels- und Schuttareale des Borgmassivet wird am besten durch die Bezeichnung **arides hochpolares Periglazial** charakterisiert.

Die Voraussetzungen für wesentliche arid-periglaziale Verwitterungsprozesse, nämlich eine bedeutende Erwärmung bei gleichzeitig verfügbarer Feuchtigkeit, liegen im Borgmassivet dann vor, wenn auf bestrahlten Oberflächen bei Überschreitung des Gefrierpunktes Bodeneis, dünne (Trieb-) Schneeauflagen oder die Ränder von Schneeflecken geschmolzen werden.

An Strahlungstagen konnten im Januar/Februar 1985 bei Lufttemperaturen um $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ Oberflächentemperaturen nordexponierter Felsareale bis über $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ gemessen werden. An solchen Tagen ist auch feuchter und relativ feiner Hangschutt bis in etwa 15 cm Tiefe aufgetaut; im gröberen und trockneren Schutt wird Bodeneis ohnehin erst in größeren Tiefen angetroffen. Auf dem Nordhang des östlichen Raudberget (s. Abb. 11 u. 12) wurden, am 5. Februar 1985 gegen 13 Uhr auf dem etwa 35° geneigten Glatthang, d.h. bei einem Einfallswinkel der Sonnenstrahlung von ca. 68° , in knapp 2200 m Höhe bei einer Lufttemperatur von $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ in einem feuchten Feinerdeker n des 10 - 15 cm tief aufgetauten Hangschuttes, $+9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 3 cm und $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 8 cm Tiefe gemessen.

Mit dem Schwinden oder der Abschwächung der Sonnenstrahlung setzt durch Energieabgabe eine Abkühlung ein, die bei längerer Beschattung bis auf das niedrige Niveau der nach außen dringenden Innentemperatur der Felswände bzw. der schuttbedeckten Areale (sog. Bergkälte) zurückgeht. An Strahlungstagen ist dadurch auf nördlich exponierten Hängen mit **Tagesgängen der Oberflächentemperaturen von $30 - 40\text{ }^{\circ}\text{C}$** zu rechnen. Kleinere Amplituden können durch vorübergehende Beschattung (Bewölkung oder reliefbedingte Abschattung) auch mehrmals täglich auftreten.

Die während der strahlungsintensiven Jahreszeit auftretenden großen täglichen Temperaturamplituden führen auf den Felswänden zu Spannungen in der äußeren Gesteinszone, die bei häufiger Expansion und Kontraktion der Mineralkomponenten empfindliches Gestein zerrütten kann. Dieser, vor allem im ariden Milieu typischen physikalischen oder mechanischen Verwitterungsart der **Insolationsverwitterung** oder (unmittelbaren) Temperaturverwitterung, schreibt EICHLER (1981) bereits bei Tagesamplituden um $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ einen großen Anteil an der physikalischen Verwitterung in der Hocharktiks (Ellesmere Island) zu. Dabei sollen feuchte Bedingungen von Vorteil sein.

Auch die großen Schwankungen der Lufttemperatur in den Wintermonaten (bis zu etwa $30\text{ }^{\circ}\text{C}$) sowie zwischen Sommer und Winter (mit Extremtemperaturen von etwa $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis unter $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$; s. Abschn. 2.2.2.1) verursachen Kontraktionsspannungen im Mikrobereich. Auf diese **winterlichen Kontraktionsbewegungen** führte erstmals MIOTKE (1979: 125) polygonähnliche Risse in Gesteinen in der Antarktis zurück. Sie wurden von MIOTKE & HODENBERG (1980: 53-56) als "zentrale Gesteinspolygone" (inner rock polygons) bezeichnet. MIOTKE mißt dieser Art der Gesteinsverwitterung in den Dry Valleys eine größere Bedeutung bei, als der durch die sommerlichen Temperaturwechsel ausgelösten Insolationsverwitterung. Auch die an den Gesteinsoberflächen auftretende Abschuppung (Exfoliation) und Vergrusung führt MIOTKE zu einem erheblichen Teil auf die winterlichen Kontraktionsspannungen zurück. Die durch die beiden Arten der Temperaturverwitterung (Insolationsverwitterung und winterliche Kontraktion) geschaffenen Gesteinsrisse bilden die Ansatzpunkte für zahlreiche weitere Verwitterungsprozesse (s. auch BARDIN & KONOPLEVA 1975).

Die **Frostverwitterung** ist an die während der wärmsten Monate auftretenden Bodenfrostdwechsel gebunden. Wegen der nur örtlich ausreichenden Befeuchtung des Gesteins oder des Schuttes sind die kryogenen (bzw. cryogen) Prozesse der Frostsprengung bzw. Kryoklastik in den meisten Bereichen stark eingeschränkt. In gut mit Feuchtigkeit versorgtem Schutt, dies ist z.B. in flachen Depressionen mit häufiger Triebschneeanwehung oder in supraglazialen Moränen der Fall, können die Schuttstücke durch Frostverwitterung bis zur Korngröße Schluff zerkleinert werden (s. BARDIN & SUDAKOVA 1975: 144); CAMPBELL & CLARIDGE (1987: 117-118) berichten auch von kryogen gebildeten höheren Tonanteilen im Regolith.

Wie die fast überall auftretenden Ausblühungen (Effloreszenzen) im Borgmassivet zeigen, ist offensichtlich auch die **Salzverwitterung** von größerer Bedeutung bei der Gesteinsaufbereitung. Am häufigsten wurden feine Überzüge und Krusten auf Gesteinsoberflächen und in Gesteinsrissen aus Calcit nachgewiesen. Nach MARKOV et al. (1970: 274) handelt es sich bei den weissen Ausblühungen in den Gebirgen Neuschwabenlands, die vor allem aus Gips und Calcit bestehen, um Produkte der kontinentalen ariden Verwitterung (s. u.; zur Bildung der Salzkrusten siehe auch CAMPBELL & CLARIDGE 1987: 137-139).

Für die Beweglichkeit und die Volumenänderung der Salze ist ebenfalls das Vorhandensein von genügend Feuchtigkeit eine Voraussetzung. Erst gelöste Salze können bei der Auskristallisation infolge von Verdunstung, durch wachsende Salzkristalle, Druck erzeugen. Daneben führt auch die Wasseranlagerung an die Salzkristalle (Hydratation) zur Volumenzunahme, und die Dehydratation verursacht Schrumpfung. Außer Feuchtigkeit sind für die Wirksamkeit der Salzsprengung, ebenso wie bei der Frostsprengung, die petrographischen Eigenschaften sowie das Vorhandensein von Rissen und Klüften von großer Bedeutung. Im Borgmassivet bieten vor allem die aus tonig-schluffigen Sedimentgesteinen bestehenden Bereiche gute Angriffsflächen für die Verwitterung.

In den extrem ariden Dry Valleys sehen MIOTKE & HODENBERG (1980: 53-56) unter den erwähnten Verwitterungsprozessen, in der Salzsprengung, in Verbindung mit den durch die winterliche Kontraktion entstandenen Rissen, den wichtigsten Prozeß der Gesteinsaufbereitung. Auch für zahlreiche weitere Autoren ist die Salzverwitterung der dominierende Verwitterungsprozeß in den Dry Valleys (COTTON & WILSON 1971; SELBY 1971, 1972, 1974, 1977; SHAW & HEALY 1977). In Publikationen über die ariden Gebirgsoasen des Dronning Maud Landes und des zentralen Transantarktischen Gebirges wird der Forstverwitterung ein größerer, teilweise auch ein dominierender Anteil an der Gesteinsaufbereitung zugeschrieben (AUTENBOER 1964; SOUCHEZ 1967b, c; WORSFOLD 1967; SEKYRA 1972; BARDIN & KONOPEVA 1975; LAPRADE 1984). Auch im Borgmassivet treten die oben erwähnten Verwitterungsprozesse auf, welchen Anteil die einzelnen Prozesse aber haben, hängt von den örtlichen Bestrahlungs- und Feuchtigkeitsverhältnissen ab.

Als Agens der mechanischen Verwitterung ist unter den wüstenartigen Bedingungen in den antarktischen Oasen auch die korrasive Wirkung des Windes von Bedeutung. Da die Erosionswaffen des Windes nicht nur aus ausgeblasenen Gesteinspartikeln der Schuttareale bestehen, sondern auch aus verwehten Schneekristallen, handelt es sich bei der Winderosion um Prozesse der **niveo-äolischen Korrasion**. Schneekristalle mit bedeutender Härte können vor allem bei den tiefen Temperaturen im Winter entstehen; siehe DIETRICH (1977a, b) und zur äolischen "Verwitterung" und Formung in der Antarktis SIMONOV (1967), CALKIN & NICHOLS (1972), SEKYRA (1972), MIOTKE (1979, 1985) und WHITNEY & SPLETTSTOESSER (1982). Im Borgmassivet spielt die niveo-äolische Korrasion wegen der geringen Ausdehnung der unvergletscherten Oberflächen nur eine untergeordnete Rolle; ein Steinpflaster mit schwach entwickelten Windkantern wurde nur auf dem Borga-Plateau angetroffen.

Neben der im Borgmassivet bei weitem vorherrschenden physikalischen Verwitterung fehlt es nicht an eindeutigen Anzeichen für **chemische Verwitterung**. Da auch für die chemische Verwitterung Temperaturen um oder über dem Gefrierpunkt und das Vorhandensein von Wasser notwendige Voraussetzungen sind, laufen die entsprechenden Prozesse sehr langsam ab, und die dadurch verursachten chemischen Umwandlungen werden nur in sehr altem

Detritus oder oder auf sehr lange der Verwitterung ausgesetzten Gesteins-
oberflächen sichtbar.

Zeugen für die chemische Verwitterung wurden auf dem Borga-Plateau (süd-
östlich des Spiret) in 2550 m Höhe beobachtet. Das hier weitgehend ebene
Höhenplateau besteht aus einem Schuttfeld mit einem Steinpflaster aus
meist kantengerundeten, dunkel verfärbten und teilweise narbigen Steinen
über sortiertem autochtonem Doleritschutt (s. Abb. 13). Der in Feinerdebe-
reichen grusig-schluffige und mit Salzausblühungen durchsetzte Detritus
ist örtlich gelblich-braun, was auf Oxidationsprozesse hinweist. CAMPBELL
& CLARIDGE (1987: 130-139) haben in entsprechendem Schuttmaterial neben
Eisenoxiden auch durch chemische Verwitterung gebildete Salze und Tonmine-
rale nachgewiesen.

Sehr komplex sind die Prozesse der sog. ariden Verwitterung, die an den
Oberflächen größerer Einzelblöcke und kleiner Felsburgen auf dem Borga-
Plateau auftreten (s. Abb. 9). Die dazu gehörenden rötlich-braunen Verfä-
rbungen und die Verhärtungen der Gesteinsoberflächen werden als Krustenbil-
dungen (staining nach CAMPBELL & CLARIDGE 1987: 124-127) bezeichnet. Die
Krusten oder Wüstenrinden, die vor allem aus Eisenoxiden und Siliziumdio-
xid bestehen, entstehen wahrscheinlich durch die Abscheidung mineralhaltiger
Lösungen an der Verdunstungsfront (Gesteinsoberfläche). Örtlich wird
die Kruste durch Abblätterung wieder vom Gestein entfernt.



Abb. 9 Doleritblöcke mit ariden Verwitterungsformen auf der Gipfelver-
ebnung des Borga-Plateaus SE des Spiret. Mit Krusten überzogene
Formen der Narben-/Lochverwitterung. (22. Januar 1985).

Die horizontalen und dadurch besser befeuchteten Oberflächen einiger Felsburgen sind zernarbt oder löchrig. Dabei handelt es sich um Formen der Narben-/Lochverwitterung (pitting, honeycomb weathering). Nach CAMPBELL & CLARIDGE (1987: 127-129) sind selektive chemische Verwitterungsprozesse, die Salzverwitterung sowie die korrodierende und ausblasende Wirkung des Windes an dem von der Gesteinsstruktur beeinflussten "pitting" beteiligt. Die Löcher haben auf grobkörnigem Dolerit Tiefen und Durchmesser von mehreren Zentimetern, teilweise sind sie auch miteinander verbunden.

An der Reliefierung der Gesteinsoberflächen sind desweiteren Hydrolyseprozesse beteiligt, worauf Kannelierungen (Karren bzw. Pseudokarren; solution grooves) einiger Oberflächen hinweisen (CAMPBELL & CLARIDGE 1987: 105-106).

Unter den kalt-ariden Bedingungen in der kontinentalen Antarktis dauert vor allem die Entwicklung der durch chemische Verwitterungsprozesse entstandenen Formen extrem lang, d.h. der **Verwitterungsgrad** der Fels- und Schuttareale wird vor allem vom **Faktor Zeit** bestimmt. Nach CAMPBELL & CLARIDGE (1987: 129) sollen z.B. die Formen des "staining" und "pitting" eine Bildungszeit von etwa 1 Million Jahre oder mehr benötigen. Diese beiden Autoren haben auch eine 6-stufige Klassifikation der Verwitterungsstadien aufgestellt, die einen Zeitraum von < 50 000 Jahren (Stadium 1) bis > 6 Millionen Jahre (Stadien 5 u. 6) umfaßt.

Die Gliederung von CAMPBELL & CLARIDGE (1987: 275-309) ist das jüngste Beispiel für zahlreiche Versuche, die zur relativen Alterseinstufung von nicht bzw. nicht mehr vergletscherten Oberflächen unternommen wurden, um den Rückzug der Gletscher von den entsprechenden Flächen zeitlich einordnen zu können. Gliederungskriterien bildeten dabei solche Merkmale, die die Intensität der Verwitterung und der Bodenbildung anzeigen (CALKIN & CAILLEUX 1962; BARDIN 1972, 1982; BARDIN & KONOPLEVA 1975; STUIVER et al. 1981; CLARIDGE & CAMPBELL 1982; UGOLINI & JACKSON 1982; BOCKHEIM 1983; MAYEWSKI & GOLDTHWAIT 1985).

Die vor allem in Gebieten mit ausgedehnteren Fels- und Schuttarealen beobachteten Verwitterungsmerkmale sind nur bedingt auf das stärker vergletscherte Borgmassivet übertragbar. Dennoch ist aufgrund des Verwitterungsgrades der Schutt- und Gesteinsoberflächen auf dem heute etwa 700 m und mehr über dem Vergletscherungsniveau liegenden Borga-Plateau davon auszugehen, daß dieser Teil des Borgmassivet schon sehr lange (wahrscheinlich > 1 Ma) der Verwitterung ausgesetzt ist (s. auch Abschn. 3.1).

2.2.3 Rezente Gletscherdynamik und thermische Verhältnisse am Untergrund der Glaziosphäre

Die Dynamik der kalten Inlandeismassen im westlichen Neuschwabenland wird von zwei Arten der Gletscherbewegung bestimmt; dem sog. **sheet flow** der mehr oder weniger konvex gewölbten Eisschildareale und dem sog. **stream flow** der großen Eisströme mit ihrem vorwiegend gestreckten bis konkav gekrümmten Oberflächenprofil. Diese unterschiedliche Gletscherdynamik ist vor allem Ausdruck bestimmter thermischer Verhältnisse am Untergrund der Glaziosphäre, mit entsprechenden Auswirkungen auf die glazialen Erosionsprozesse (s. Abschn. 3.1).

Die **basale Eistemperatur** kalter Eismassen ist von zahlreichen glaziologischen und topographischen Variablen abhängig, die in sehr komplexer

Weise zusammenwirken (BUDD et al. 1970; SUGDEN & JOHN 1976: 19-31, 42-55; SUGDEN 1977, 1978; HUGHES 1981; HERTERICH 1988). Da die plastische Verformung des Eises außer von der Eistemperatur vor allem von dem Gewicht (Eisdicke, Dichte und Schwerkraft) und der Oberflächenneigung der Eismasse abhängig ist, befindet sich die Zone mit der höchsten Eismobilität im basalen Eis der subglazialen Depressionen, Fjorde und Tröge. Bei ausreichender Eisdicke kann dort der Druckschmelzpunkt erreicht werden. In Gletscherarealen, in denen sich der Eisfluß konzentriert, hat vor allem die durch die Scherdeformation entstehende Reibungswärme einen großen Anteil an der Erwärmung des basalen Eises. Wo der Druckschmelzpunkt erreicht wird, erfolgt die Bewegung der Gletscher durch **basales Gleiten**, was an der Oberfläche der Glaziosphäre durch stream flow zum Ausdruck kommt. In Bereichen mit am Untergrund angefrorenem Eis ist die Bewegung der kalten Eismasse nur durch **interne Deformation** bzw. sheet flow möglich. Während in den Zonen mit basal temperiertem Eis bedeutende Erosionsleistungen möglich sind, ist am Untergrund von angefrorenen Gletschern glaziale Erosion weitgehend auszuschließen (BOULTON 1972, 1974, 1979).

Die mit der Mobilitätszunahme bei stream flow verbundenen Auswirkungen auf den Oberflächenformenschatz antarktischer Eisschildbereiche, hat McINTYRE (1985) beschrieben. Die charakteristischen Erscheinungen, welche die Bereiche mit stream flow bzw. sheet flow kennzeichnen, sind auch in Satellitenbildern sichtbar. Nach McINTYRE beginnt der stream flow in der Wurzelzone der großen Eisströme (und Auslaßgletscher) in einem amphitheatertartigen subglazialen Becken. Dort wird der Übergang vom sheet flow (wellige bis glatte Eisschildareale) zum stream flow (in den Trögen häufig durch mehr oder weniger parallele Fließlinien angedeutet) durch eine Zone mit konvergentem Eisfluß (converging flow) gebildet. Die seitlichen Übergänge zwischen den unterschiedlich schnell bewegten Eismassen (zwischen sheet flow und stream flow) werden teilweise durch spaltenreiche Scherzonen sichtbar. Bei minimaler oder fehlender Reibung am Grund und an den Wandungen der Gletscher, dies ist vor allem beim Aufschwimmen am Rand des Eisschildes der Fall, ist die Fließgeschwindigkeit über den gesamten Querschnitt mehr oder weniger konstant, so daß es sich um eine Blockschollenbewegung handelt.

Die folgenden Aussagen zur **Dynamik der Inlandeismassen** im westlichen Neuschwabenland stützen sich auf eine neue Satellitenbildinterpretation des Autors (s. Abb. 10). Diese Interpretation wird durch frühere Messungen zur Fließgeschwindigkeit der Eismassen und zur Höhe bzw. Tiefe der subglazialen Topographie ergänzt.

Im westlichen Neuschwabenland sind vor allem an der Oberfläche des Jutulstraumen, des unteren Viddalen, des Pencksökjet und des unteren Schyttbreen Anzeichen für stream flow zu erkennen. Eine Blockschollenbewegung ist aber erst nach der Vereinigung von Jutulstraumen und Viddalen wahrscheinlich. Am nördlichen Ende des Jutulstraumen wurde über die Lageänderung von identischen Strukturen in nacheinander aufgenommenen Satellitenbildern eine durchschnittliche Fließgeschwindigkeit von 720 m/a ermittelt (ORHEIM 1986).

Bedeutend sind die Fließgeschwindigkeiten auch an der Gletscheroberfläche oberhalb des Zusammenflusses von Jutulstraumen und Viddalen mit maximalen Bewegungsraten von 410 m/a (GJESSING 1972; Profil I in Abb. 10) bzw. 170 m/a (OTTO 1976; Profil II in Abb. 10). Die Eisdicke beträgt in beiden Gletschertrögen auf den Profilen I und II bis zu etwa 2500 m (DECLAIR & AUTENBOER 1982 bzw. SCHAEFER 1973; BARNARD 1975). Da sich in diesen Trögen die hohen Fließgeschwindigkeiten auf die zentralen Bereiche konzentrieren,

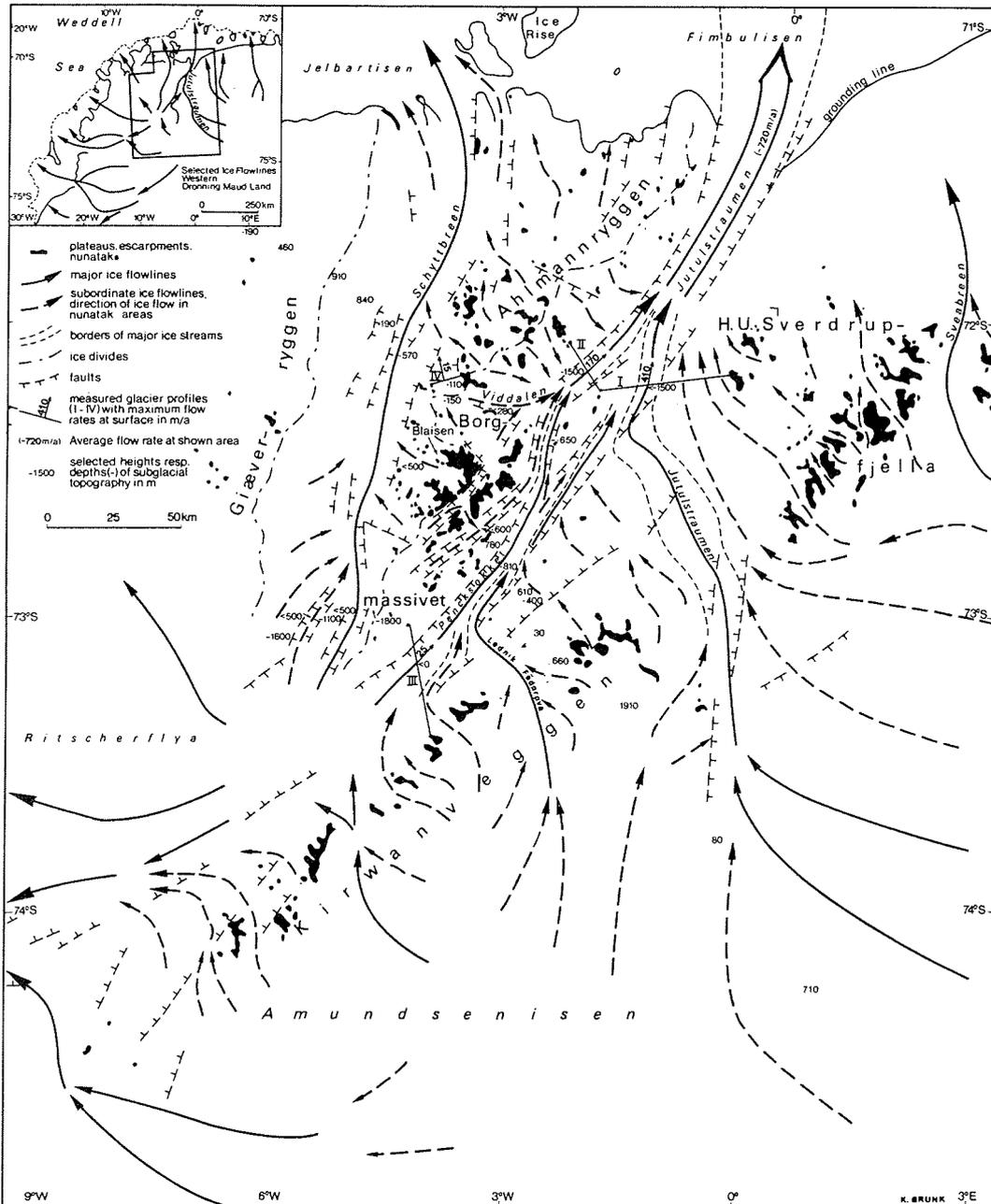


Abb. 10 Eisfluß und tektonische Strukturen in den Einzugsgebieten des Jutulstraumen und des Schyttbreen im westlichen Neuschwabenland. Interpretation von LANDSAT- und NOAA-7-Satellitenbildern und Satellitenbildkarten (RITSCHERHOCHLAND 1:1 000 000, NEUSCHWABENLAND 1:3 000 000), ergänzt durch ausgewählte Fließgeschwindigkeiten und Höhen/Tiefen des subglazialen Reliefs.

ist das dünnere Eis der Randbereiche offensichtlich an den seitlichen Wandungen der Tröge angefroren.

Sehr große Eismächtigkeiten, von maximal 2350 m (ROBIN 1958), wurden auch im Pencksökket südöstlich des Borgmassivet festgestellt. Der Trogtalboden des Jutul-Penck-Grabens liegt hier bis zu 810 m unter dem Meeresniveau. Etwas stromaufwärts dieses Punktes, wo der vom Amundsenisen kommende Lednik Fëdorova bei $73^{\circ}05' S$ $3^{\circ}30' W$ in den Pencksökket mündet, befindet sich eine Zone mit ausgeprägtem konvergentem Eisfluß. Spätestens unterhalb dieser Zone ist mit stream flow zu rechnen. Wahrscheinlich wird der Druckschmelzpunkt am Grund des Pencksökket auch noch weiter südwestlich erreicht, wo auf dem Pegelprofil III (s. Abb. 10), über möglicherweise mehr als 2000 m dickem Eis (R.B. v.ZYL 1973), Bewegungsraten bis zu 25 m/a gemessen wurden (OTTO 1976).

Wie in Abb. 10 deutlich wird, ist der Jutul-Penck-Graben mit seinen aktiven Eisströmen der Grund dafür, daß der Inlandeisschild in der Umgebung des Borgmassivet und des Ahlmannryggens eine eigenständige domartige Aufwölbung bildet. Der tiefe Graben stellt eine wirksame Abschirmung vor den Eismassen des ostantarktischen Inlandeisplateaus im Süden und Südosten dar. Die Dynamik des Eisstromsystems wird vor allem durch die Masse des vom Inlandeisplateau abfließenden Eises und vom Gefälle bis zum Meeresspiegel bestimmt.

Auf die dadurch vorgegebene Höhe der Eisstromoberfläche müssen sich auch die nordwestlich an den Jutul-Penck-Graben angrenzenden Gletscherareale einstellen. Die Erniedrigung der Gletscheroberfläche erfolgt am Südostrand des Borgmassivet vor allem über die in das Borgmassivet hineinreichenden Nebengraben des Viddalen und des Pencksökket. Ob am Grund dieser Gletscher temperiertes Eis auftritt, kann wegen fehlender Geschwindigkeitsmessungen nur schwer abgeschätzt werden. Die Fließstrukturen an der Oberfläche des nordöstlichen Frostlendet und die sehr große Eisdicke von 2310 m (ROBIN 1958) südlich des Jökulskarvet sprechen dafür, daß auch hier der Druckschmelzpunkt erreicht werden kann.

Im nordwestlichen Neuschwabenland erfolgt der Eisabfluß vor allem über den Schyttbreen nach Norden zum Jelbartisen. Auch im Bereich dieses Gletschers, von dem allerdings keine Geschwindigkeitsmessungen vorliegen, wurden von ROBIN (1958) und R.B. v.ZYL (1973) große Eismächtigkeiten angetroffen. Westlich des Ahlmannryggens, wo sich der Grund des Schyttbreens bereits 570 m unter dem Meeresspiegel befindet, beträgt die Eisdicke bis zu 1830 m (ROBIN 1958). Stromabwärts dieser Stelle deuten nördlich von ca. $72^{\circ}10' S$ auftretende parallele Fließstrukturen auf basal temperiertes Eis hin.

In den hoch mit Eis gefüllten Tälern und Buchten des Borgmassivet sind unter den heutigen Bedingungen basale Eistemperaturen in der Nähe des Druckschmelzpunktes unwahrscheinlich, so daß glaziale Erosionsprozesse weitgehend ausgeschlossen werden können. Dafür sprechen neben der Kälte der Eismassen, bei Jahresmitteltemperaturen unter $-25^{\circ} C$, die geringeren Eismächtigkeiten und die minimalen Fließgeschwindigkeiten (südlich des Framryggen wurden maximal 1450 m erreicht; SCHAEFER 1973). Geschwindigkeitsmessungen existieren im Borgmassivet allerdings nur von einem Nebengletscher des auf den Schyttbreen eingestellten Borggarden. Auf diesem Nebengletscher wurden am westlichen Ende des Blaeisfeldes Blåisen 1951 (SWITHINBANK 1960), 1966 (KAVANAGH 1967) und 1985 (BRUNK & STAIGER 1986) Pegelmessungen ausgeführt. Die in der Karte dargestellten Bewegungsvektoren zeigen folgende Oberflächengeschwindigkeiten: Pegel "Nipple" - 86,4;

"Stake 5" - 76,3; "Stake 3" - 34,3; "Giedu" - 9,1; "Stake 2" - 10,5; "Stake 1" - 9,9 cm/a (BRUNK & STAIGER 1986: Tab. 1) (s. Abb. 14). In den extrem geringen Fließgeschwindigkeiten kommt natürlich auch die schlechte Ernährungslage des Nebengletschers zum Ausdruck.

Bei den sehr kalten, meist flachen Plateaugletschern ist davon auszugehen, daß diese angefroren sind und dadurch den Untergrund vor Abtragung schützen.

Auch die etwas aktiveren Gebirgsgletscher der Plateau- und Nunatakkerflanken müssen wegen der niedrigen Eistemperaturen größtenteils am Untergrund angefroren sein. SWITHINBANK (1960) hat z. B. in der Umgebung des Schneeschachts 36 an der Ostabdachung des Högskavlen Geschwindigkeiten bis zu 4,4 m/a beobachtet. Wesentliche glaziale Erosionsprozesse sind unter diesen Voraussetzungen nicht zu erwarten (s. Abschn. 3.1).

Wie oben geschildert, liegen die thermischen Voraussetzungen für glaziale Formungsvorgänge im westlichen Neuschwabenland heute wahrscheinlich nur am Untergrund der großen, aktiven Eisströme vor. Für die Entstehung des verbreitet anzutreffenden glazial geprägten Tal- und Gebirgsreliefs im Bereich des Borgmassivet müssen in der Vergangenheit andere Bedingungen geherrscht haben (s. Abschn. 2.2.4 u. 3.1).

2.2.4 Klimageschichte und känozoische Vergletscherung der Antarktis

Die klimatischen Verhältnisse, von denen die Vergletscherung und damit die glaziale Formung im Bereich des Borgmassivet während des Känozoikums geprägt wurde, können nur mit Hilfe von Befunden aus dem gesamten antarktischen und subantarktischen (einschl. südandinen) Raum einigermaßen lückenlos rekonstruiert werden. Dazu eignen sich vor allem die in den 70er Jahren in den südlichen Ozeanen geborgenen Tiefseebohrkerne (unter anderem FRAKES 1978; HAYS 1978; KENNETT 1978). Daneben gibt es die bereits im Abschnitt 2.2.2.3 erwähnten Versuche, heute unvergletscherte Oberflächen über charakteristische Akkumulationsformen oder Verwitterungsmerkmale zu gliedern und zu datieren (unter anderem BARDIN 1972, 1982; MERCER 1978; STUIVER et al. 1981; MAYEWSKI & GOLDTHWAIT 1985; CAMPBELL & CLARIDGE 1987). Etwa mit dem Mittelpleistozän beginnend, liegen gute Temperaturinformationen durch Isotopenkurven vor (SHACKLETON 1978; SARNTHEIN et al. 1984). Klimadaten für das Jungpleistozän und das Holozän liefern außerdem Eisbohrkerne (ROBIN 1983; LORIUS et al. 1984).

Aufgrund paläomagnetischer Untersuchungen befand sich die Antarktis seit der Oberkreide in einer polaren Position (ELLIOT 1972). Bis zur beginnenden Nordwärtsdrift Australiens vor etwa 53 Millionen Jahren (Ma), war der Südkontinent noch mit Australien und Südamerika verbunden. Erst gegen Ende des Eozäns, vor ca. 40 Ma, hatte sich eine Zone zwischen Australien und der Antarktis soweit abgesenkt, daß eine flache Verbindung zwischen dem Indischen und dem Pazifischen Ozean entstanden war (KENNETT 1978). Die Paläotemperaturen waren während des Paläozäns (65 - 55 Ma) und des Eozäns (55 - 38 Ma) kontinuierlich zurückgegangen; sie erlaubten aber auch im Eozän zumindest in Teilen der Antarktis eine kühl-temperierte Vegetation (Nothofagus-Flora).

Kurz nach der Eozän-Oligozän-Grenze erfolgte vor etwa 37 Ma ein erster markanter Temperaturrückgang des Ozeanbodenwassers (KENNETT 1978), in dem eine zunehmende Isolation der Antarktis zum Ausdruck kommt. In der Umge-

bung des Kontinents bildeten sich die ersten ausgedehnten Meereisdecken und in Teilen der Ostantarktis entstanden erstmals ausgedehnte Eisfelder. Nach MERCER (1972) waren während des Oligozäns die größten Gebirge, darunter das Sør Rondane-Gebirge (östlich von Neuschwabenland), vergletschert. Auch für das Borgmassivet, das sich in ähnlicher Lage befindet, ist spätestens seit dem Beginn des Oligozäns mit einer intensiven **Lokalvergletscherung** zu rechnen.

Bis vor etwa 30 - 25 Ma hatte sich zwischen Australien und der Antarktis eine ausgeprägte Meeresströmung entwickelt, und wahrscheinlich durch die Öffnung der Drake Passage zwischen Südamerika und der Antarktis auch eine zirkumpolare Strömung. Nach FLOHN (1985: 176) war damit eine signifikante globale Kälteperiode verbunden. Laut FRAKES (1978) erreichten vor etwa 26 Ma Gletscher an der Ross-See das Meeresniveau.

Während des frühen Miozäns (ca. 22,5 - 15 Ma) stiegen die Temperaturen fast wieder bis auf das späteozäne Niveau an. Diesem Anstieg folgte im Laufe des mittleren Miozäns (ca. 15 - 10,5 Ma) eine kontinuierliche Abkühlung. Unter zunächst noch humiden Verhältnissen begann vor etwa 14 Ma der **Aufbau des ostantarktischen Eisschildes**, der vor etwa 12 bis 10 Ma abgeschlossen war (KENNETT 1978). Erst danach war der Meeresspiegel so weit abgesunken, daß sich im späten Miozän (ca. 10,5 - 5 Ma) auch der westantarktische Eisschild bilden konnte.

Der antarktische Eisdome erreichte gegen Ende des Miozäns, in der Messinian-Stufe (ca. 6,5 - 5 Ma), sein bislang größtes Volumen und seine größte Höhe. Im Laufe dieses Vergletscherungsstadiums sind nach MAYEWSKI & GOLDTHWAIT (1985) die höchsten und ältesten glazialen Akkumulationsformen im zentralen Transantarktischen Gebirge entstanden; sog. Sirius Formation der Queen-Maud-Vereisung. Im östlichen Neuschwabenland handelt es sich wahrscheinlich bei den Moränen des Stadiums "Insel III" um die entsprechenden Ablagerungen (BARDIN 1972; s. Abschn. 3.1). Während MAYEWSKI & GOLDTHWAIT zumindest für den Beginn dieses Stadiums noch einen warmen Inlandeisschild voraussetzen, dem die wesentliche Taleintiefung im Transantarktischen Gebirge zugeschrieben wird, geht FLOHN (1985: 176 f.) für die Zeit des größten Eisvolumens von einem "kalten, nur noch sehr unbeweglichen Eisdome" aus.

Für das Pliozän und das frühe Pleistozän (ca. 5 - 0,7 Ma) sind die vorliegenden Befunde teilweise schwer interpretierbar oder auch widersprüchlich (FRAKES 1978; MERCER 1978). Nach FRAKES (1978) dehnte sich das Ross-Schelfeis zwischen 5,5 und 3 Ma bis zum Rand des Kontinentalschelfs aus, und zwischen 4,7 und 4,3 Ma wurden in den südlichen Polarregionen große Eismassen akkumuliert. Dieser kalten Phase folgte vor 4,25 - 3,95 Ma eine markante Erwärmung des Ozeanoberflächenwassers, was möglicherweise mit dem Abschmelzen des westantarktischen Inlandeisschildes zusammenhing. Während dieser Periode dürften auch die geschichteten Schmelzwassersedimente des sog. Gallup-Interglazials im zentralen Transantarktischen Gebirge gebildet worden sein (nach MAYEWSKI & GOLDTHWAIT (1985) vor 4,2 - 2,7 (?) Ma). Zwischen 3,95 und 3,35 Ma erfolgte wieder eine markante Abkühlung (FRAKES 1978). In diese Periode fällt der Beginn der Vergletscherung der südlichen Anden, wo nach MERCER (1978) vor etwa 3,5 Ma die ersten Moränen abgelagert wurden.

Nach FRAKES (1978) schwankten die Ozeanoberflächentemperaturen während der Gauss- und der Matuyama-Epoche (ca. 3,3 - 0,7 Ma) mit einer Periode von etwa 170 000 Jahren. In diese Epochen fallen mindestens zwei durch Moränen belegte Vorstöße des antarktischen Inlandeises, die Scott-Vereisung (ca.

2,7 - 2,1 Ma) und im Anschluß an eine feuchte Periode, die vor etwa 1,6 Ma beginnende Shackleton-Vereisung (MAYEWSKI & GOLDTHWAIT 1985). Während der Scott-Vereisung wurde nach MERCER (1978) auch in den südlichen Anden wieder Moränenmaterial abgelagert. In die Zeit zwischen 2,08 und 1,03 Ma konnten dort sechs verschiedene Tillite eingeordnet werden. Höhepunkte der Vergletscherung belegen die vor ca. 1,9 Ma und vor allem die zwischen 1,5 und 1,2 Ma akkumulierten Moränen.

Für die Brunhes-Epoche, die vor 730 000 a begann, liegen kontinuierliche Isotopenkurven vor, die deutliche Temperaturschwankungen zwischen Glazialen und Interglazialen zeigen. Ein lückenloses Isotopenprofil der letzten 750 000 a aus dem äquatorialen Atlantik von SARNTHEIN et al. (1984) zeigt seit der Isotopenstadiengrenze 19/20 (733 000 a BP) 8 Kalt- und 9 Warmphasen. Die Temperaturkurven verlaufen zumindest für die letzten 300 000 a zwischen der Süd- und der Nordhemisphäre weitgehend synchron. Nach FRAKES (1978) kam es während der Brunhes-Epoche in den südlichen Ozeanen zu großen Änderungen der Oberflächenwassertemperaturen mit einer Periode von etwa 110 000 Jahren.

Besonders ausgeprägt sind in den Isotopenkurven der starke und schnelle Temperaturanstieg zu Beginn des letzten Interglazials und die markanten Schwankungen im Verlauf dieser Warmzeit (Isotopenstadium 5, nach SARNTHEIN et al. 1984, ca. 127 000 - 70 000 a BP). Nach MERCER (1978) war ein vor ca. 125 000 a BP (Substadium 5e) global beobachteter höherer Meeresspiegel (etwa 6 m über dem heutigen Niveau) möglicherweise die Reaktion auf einen Abbau des westantarktischen Eisschildes zu dieser Zeit. Einen plötzlichen Meeresspiegelanstieg um etwa 16 m, der vor ca. 95 000 a BP erfolgte, bringt HOLLIN (1980) mit einem ostantarktischen Gletscherausbruch (surge) in Verbindung. Die typische Interglazial-Position des Inlandeisrandes war laut GROBE (1986: 99-102), zumindest im Bereich von Kapp Norvegia, mit der gegenwärtigen Lage der Aufsetzlinie (grounding line) des Inlandeisschildes identisch.

Das letzte Glazial (Stadien 4 - 2; ca. 70 000 - 13 500 a BP) begann mit einem Kaltstadium (Stadium 4; bis ca. 56 000 a BP), das nach ROBIN (1983: 195) um 60 000 a BP seinen Höhepunkt erreichte.

Der kälteste Abschnitt der letzten Kaltzeit war das Stadium 2 (seit 27 000 a BP) mit dem **letzten glazialen Maximum** (last glacial maximum; **LGM**) vor etwa 21 000 - 17 000 a BP (HUGHES et al. 1981: 263). ELVERHØI (1981) konnte nachweisen, daß das südliche Weddellmeer zuletzt während des LGM (bei gut 100 m gesenktem Meeresspiegel; LINGLE & CLARK 1979, HUGHES et al. 1981: Table 6-3) bis zum Rand des Kontinentalschelfs, dessen Lage etwa der heutigen 500 m-Isobathe entspricht, von Inlandeis bedeckt war. Für den Kontinentalschelf vor Kapp Norvegia hat GROBE (1986) Belege für Vorstöße des Inlandeises während der Glazialzeiten bis zur Schelfkante gefunden. Nördlich des Ahlmannryggens, wo sich der Rand des Kontinentalschelfs bei 70° 15' S befindet, war mit der Absenkung des Meeresspiegels eine Nordverlagerung der Aufsetzlinie um etwa 120 km verbunden. Von einer letzten Inlandeisbedeckung der ostantarktischen Küstenose Vestfold Hills während des LGM berichten auch ADAMSON & PICKARD (1983).

Bei den bislang vorgelegten Rekonstruktionen des antarktischen Eisdomes während des LGM wird eine Vergrößerung der Auflagefläche des Inlandeisschildes bis zum Rand des Kontinentalschelfs zu Grunde gelegt (s. unter anderem HOLLIN 1962; HUGHES et al. 1981; STUIVER et al. 1981). Zur Beschreibung der Oberflächenkrümmung der sich bei einer ausreichenden Ernährung und in Abhängigkeit von der Plastizität des Eises einstellenden

Gleichgewichtsform existieren zahlreiche Gleichungen; siehe hierzu PATERSON (1983). Die mit der Verlagerung der Aufsetzlinie an den Kontinentalrand verbundenen Veränderungen der basalen Eistemperaturen und der Inlandeishöhen, wovon vor allem die Randzonen betroffen waren, wurden ausführlich durch HUGHES et al. (1981: Fig. 6-7, 6-10) beschrieben und kartographisch dargestellt. Diese kontinentalen Rekonstruktionen, die natürlich nur großräumigen Aussagewert haben, zeigen im westlichen Neuschwabenland gegenüber heute ausgedehntere Zonen mit basal temperiertem Eis (sog. melting zone). Die damit verbundene Mobilitätszunahme des Inlandeises verhinderte wahrscheinlich im Bereich des Borgmassivet einen größeren Anstieg der Inlandeisoberfläche (s. Abschn. 3.1).

Hinweise zum Klima während des LGM liegen aus Eisbohrkernen vor. Nach LORNIUS et al. (1984) waren die Oberflächentemperaturen über dem Eisschild 8 bis 10 °C niedriger als heute, und es gibt Anzeichen für eine etwas geringere Schneeakkumulation. In deutlich erhöhten Staubanteilen im Eis kommt eine intensivere atmosphärische Zirkulation und eine größere Aridität in der südlichen Hemisphäre zum Ausdruck.

Dem Höhepunkt der letzten Eiszeit folgte nach MERCER (1978) in Südamerika ein Interstadial von 16 000 - 14 000 a BP, dem sich erneut nach 13 000 a BP eine rasche Erwärmung anschloß. In der Antarktis herrschte nach ROBIN (1983: 193) bereits zwischen 11 000 und 10 000 a BP die bis heute **wärmste Klimaphase seit dem LGM**. Aus dem subantarktischen und südandinen Raum werden für das postglaziale Temperaturmaximum Alter von ca. 9600 (MERCER) und ca. 9000 a BP (HAYS 1978) angegeben, also fast 3000 Jahre vor dem postglazialen Optimum (um 6500 a BP) in der Nordhemisphäre. Zum Eisabbau des westantarktischen Eisschildes seit dem LGM und dem bis 7000 a BP erreichten Zustand, siehe die Rekonstruktionen von STUIVER et al. (1981: Fig. 7-33, 7-38, 7-39).

Am Rande der Ostantarktis hatte sich nach ADAMSON & PICKARD (1983) das Inlandeis über den Vestfold Hills bis 3000 a BP fast bis auf den heutigen Eisrand zurückgezogen. Von einem lokalen Gletschervorstoß zeugen dort etwa 1000 bis 2000 Jahre alte Moränen. In den südlichen Anden kam es um 4500 a BP zu einem deutlichen Gletschervorstoß (MERCER 1978), dem weitere kleinere Vorstöße um 2500 a BP und während der kleinen Eiszeit (300 - 100 a BP) folgten.

3 GEOMORPHOLOGISCHE UND GLETSCHERMORPHOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IM BORGMASSIVET

3.1 Glaziale Erosion und Akkumulation während des Känozoikums

Die seit vielen Millionen Jahren wirksame glaziale Formung von meist tektonisch angelegten Vorformen hat zweifellos den größten Anteil an der Entstehung der von eisgefüllten Trogtälern unterbrochenen Plateau- und Nunatakkerlandschaft des Borgmassivet. Wie im Abschn. 2.2.1 erwähnt, war die Rumpffläche des präkänozoischen Altreliefs im Bereich des Borgmassivet wahrscheinlich bereits durch (vorwiegend jurassische) tektonische Aktivitäten geomorphologisch gegliedert worden. Desweiteren ist davon auszugehen, daß an der Ausgestaltung des präglazialen Reliefs auch fluviale Prozesse beteiligt waren.

Da im Borgmassivet unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen nicht die Voraussetzungen für bedeutende glaziale Erosionsprozesse vorliegen (s. Abschn. 2.2.3), kommen für die Entstehung der Mesoförmungen (Trogtäler, Kare und Grate) vor allem Perioden mit aktiveren, d.h. basal temperierten Gletschern in Frage. Diese Voraussetzungen haben insbesondere während früherer Phasen der sehr langen Vergletscherungsgeschichte vorgelegen (s. Abschn. 2.2.4).

Die glaziale Formung begann im Borgmassivet wahrscheinlich mit einer Plateau-, Gebirgs- und Talvergletscherung während des Oligozäns und frühen Miozäns. Auf diese Periode mit temperierten Gletschern geht offensichtlich die wesentliche Gestaltung der Täler sowie die Gliederung der Plateau- und Nunatakkerflanken durch Kar- und Nischengletscher zurück. Abgesehen von den nur wenig veränderten Plateauoberflächen führten die glazial-erosiven Formungsprozesse im Bereich der Gebirgs- und Talgletscher bis zum Aufbau des Inlandeisschildes zur Entstehung einer **alpinen Landschaft** (alpine landscape einschl. cirque landscape) im Sinne von SUGDEN (1974) sowie SUGDEN & JOHN (1976: 197-199).

Durch den Aufbau des ostantarktischen Eisschildes (während des mittleren Miozäns) drangen wahrscheinlich Inlandeismassen in die tiefer gelegenen Täler und Kare des Borgmassivet ein, was zu einem gewissen Rückstau der Lokalgletscher führte. Spätestens mit der im Obermiozän fortschreitenden Abkühlung der Antarktis, ist auch mit dem Auftreten basal kalter Lokalgletscher in den höheren Gebirgsregionen zu rechnen, so daß nur noch am Grund der größeren Täler bedeutende Erosionsleistungen zu erwarten sind. Eine auf die großen Täler beschränkte glaziale Erosion ist etwa bis ans Ende der im mittleren Pliozän (vor etwa 4 Millionen a) beobachteten Warmphase wahrscheinlich. Die in den Trogtälern konzentrierte glaziale Ausräumung führte zur Entstehung einer **Landschaft der selektiven Linearerosion** (landscape of selective linear erosion; s. SUGDEN & JOHN 1976: 195-197), deren Formung wahrscheinlich mit der fortschreitenden Abkühlung im Laufe des Pliozäns, durch Anfrieren des basalen Eises in den Tälern, zum Erliegen kam. Von der bis ins mittlere Pliozän glazial-erosiv gestalteten Landschaft, die bis heute das Borgmassivet prägt, sind nur die höchsten Teile als isolierte Plateaus und Nunatakker sichtbar.

Das vor allem auf Veränderungen der Auflagefläche reagierende Oberflächenprofil des ostantarktischen Inlandeisschildes ist in einigen Gebirgen durch **glaziale Akkumulationsformen** belegt, deren älteste und höchste wahrscheinlich während des spätmiozänen Höchststandes entstanden sind (MAYEWSKI & GOLDTHWAIT 1985). Die Tatsache, daß das spätmiozäne Moränenni-

veau später nicht wieder erreicht wurde, kann, unter der Voraussetzung einer unveränderten Lage des Kontinentalrandes, seine Ursache unter anderem in einer glazialen Ausräumung der das Inlandeis abführenden Tröge haben. Nach WELLMAN & TINGEY (1981) und WELLMAN (1982) ist die Entstehung relativ hoher Moränenablagerungen auch durch Gletscherausbrüche (surges) möglich.

Die detaillierteste Gliederung der glazialen Akkumulationsformen in Neuschwabenland, ist die von BARDIN (1972) beschriebene Abfolge aus dem nördlichen Wohlthatmassiv (östliches Neuschwabenland). Dort befinden sich, ca. 160 km südlich des Kontinentalrandes, die ältesten Moränenablagerungen zwischen 20 und 200 m über der heutigen Gletscheroberfläche. Es handelt sich um das Stadium "Insel III", das wahrscheinlich gegen Ende des Miozäns entstanden ist. Die relativen Höhen der Stadien "Insel II" sind 50 - 80 m und die von "Insel I" bis zu 50 m.

Im westlichen Neuschwabenland wurde von NEETHLING (1964: 381) im Ahlmannryggen (ca. 200 km südlich des Kontinentalrandes) Moränenschutt bis zu 160 m über dem heutigen Gletscherniveau beobachtet. Von dem Nunatak Pyramiden (südwestlich des Ahlmannryggens, s. Abb. 2), der das Inlandeis um 200 m überragt, erwähnt SCHYTT (1961: 195) Gletscherschrammen in der Nähe der Gipfelverebnung. An der nordwestlichen Flanke des Heimefrontfjella (ca. 250 km östlich des Kontinentalrandes) konnte PATZELT (mündl. Mitt. 1987) zwei Niveaus mit Erratica und mit Gletscherschliffen in bis zu 240 bzw. 130 m Höhe finden.

Im Borgmassivet wurde heute nicht mehr auf Eis liegender Moränenschutt nur am Fuß der Nordflanke des Borga-Plateaus und am Nunatak Nålegga angetroffen. Dieser wahrscheinlich größtenteils präholozän abgelagerte Schutt liegt nur maximal wenige Dekameter, z.B. nördlich des Spiret knapp 50 m, über den angrenzenden Gletscherarealen. Hinweise für höher liegende glaziale Akkumulationsformen fehlen oder sind wegen der meist sehr steilen Plateau- und Nunatakerflanken nicht erhalten.

Wegen der Nähe des Borgmassivet zum Schyttbreen und vor allem zum Jutul-Penck-Graben, einschließlich Viddalen und Frostlendet, sind auch keine besonders hohen Eisrandlagen zu erwarten, da die Oberflächen der Eisströme in diesen Trögen während der Kaltzeiten wahrscheinlich nur unwesentlich über dem heutigen Niveau lagen. Wie die Rekonstruktion der basalen Eistemperaturen während des letzten glazialen Maximums von HUGHES et al. (1981: Fig. 6-7) zeigt, war mit der Vergrößerung des Eisvolumens eine Ausweitung der Zonen mit basal temperiertem Eis verbunden. Damit nahm auch die Ausdehnung der von glazialen Erosionsprozessen betroffenen Areale zu.

Nicht bestätigt werden kann eine von SWITHINBANK (1959a: 116) erwähnte relativ junge Erniedrigung der Inlandeisoberfläche um mindestens 800 m. Auf dem etwa 700 m über dem heutigen Vergletscherungsniveau liegenden nordwestlichen Borga-Plateau konnten 1985 keine Vergletscherungsspuren beobachtet werden; hier weist der Verwitterungsgrad der Schutt- und Gesteinsoberflächen auf eine sehr lange Verwitterungsdauer hin (s. Abschn. 2.2.2.3).

Abschließend sei noch erwähnt, daß im Mikrobereich auch am Grund kalter Gletscher minimale glaziale Erosionsprozesse möglich sind. Entsprechende Beobachtungen liegen aus dem Transantarktischen Gebirge und dem Sør Rondane-Gebirge vor. Mit ähnlichen Vorgängen, die jedoch nur eine sehr geringe reliefformende Wirkung haben, kann örtlich auch im Borgmassivet gerechnet werden.

Im South Victoria Land erfolgt die Bewegung (max. 3 m/a) der Zunge des -18°C kalten Merserve Glaciers (CHINN 1980) vor allem in einer Scherzone im Eis, die sich wenige Dezimeter über dem Gletscherbett befindet. Nach HOLDSWORTH (1974) ist nur dort mit glazialer Erosion zu rechnen, wo größere Blöcke des Gletscherbettes in das sog. effective bed (Scherzone) hineinragen und wenn darin Erosionswaffen (z.B. aufgenommener Hangschutt) mitgeführt werden. Im zentralen Transantarktischen Gebirge hält MERCER (1971), bei -40°C Jahresmitteltemperatur, glaziale Abrasion und das Herausbrechen von Steinen (quarrying) unter bzw. hinter besonders steilen und relativ schnell fließenden Gletscherbrüchen für möglich.

Auf die sog. Treibhaus-Frostsprengung, die nur unmittelbar am Rand von Gletscherbrüchen auftritt, führt SOUCHEZ (1966) die Wirkung der glazialen Erosion im Sør Rondane-Gebirge zurück.

3.2 Geomorphologische Prozeßbereiche und ihre rezente Geomorphodynamik im arid-hochpolaren Periglazial

Die im Borgmassivet anzutreffenden Fels- und Schuttareale der steilen Plateau- und Nunatakkerflanken sowie der Gipfelverebnungen gliedern sich in mehrere Reliefbereiche, die als genetische und morphodynamische Einheiten (Prozeßbereiche) angesehen werden. Einige der typischen Reliefeinheiten zeigt ein Profil durch den östlichen Raudberget (Abb. 11). Da sich die Prozeßabläufe an der Oberfläche der Prozeßbereiche aber nicht auf eine bestimmte Prozeßgruppe beschränken, werden zur morphodynamischen Charakterisierung dieser Areale die wichtigsten an der Formung beteiligten Prozeßgruppen angegeben. Dabei wird die dominierende Prozeßgruppe zuerst genannt. Außerdem erfolgt in Bereichen mit an der Oberfläche anstehendem Gestein ein Hinweis auf die strukturelle Prägung der entsprechenden Areale.

3.2.1 Prozeßbereiche der steilen Plateau- und Nunatakkerflanken

Die Oberflächenformen des Steilreliefs sind das Ergebnis komplexer Verwitterungs- und Abtragungsprozesse, die im kalt-ariden Milieu aber nur **sehr geringe Aktivität** entwickeln (s. Abschn. 2.2.2.3). Die bislang ausführlichsten Darstellungen zu Hangformen und hangformenden Prozessen in der Antarktis wurden für die Dry Valleys vorgelegt (s. SELBY 1974; MIOTKE 1982). Wegen der fehlenden fluvialen und ablualen sowie der eingeschränkten solifluidalen Aktivitäten in den Periglazialgebieten der kontinentalen Antarktis ist die Morphodynamik auf den Hängen nicht mit den Prozessen in den subantarktischen (hochozeanischen) Gebieten im Bereich der Antarktischen Halbinsel vergleichbar (STÄBLEIN 1983; BARSCH et al. 1985). Auch in den relativ trockenen Teilen der nördlichen kanadischen Arktis wird die "wenig intensive periglaziale Formung" (BARSCH 1981) wesentlich stärker von aquatischen Prozessen geprägt als in den hochpolaren antarktischen Regionen (s. auch RUDBERG 1969; JÖLY 1973; NAGEL 1977).

Im Borgmassivet bestehen die steilen unvergletscherte Areale der Plateau- und Nunatakkerflanken aus bis zu drei nach der Hangneigung klassifizierten Hangsegmenten:

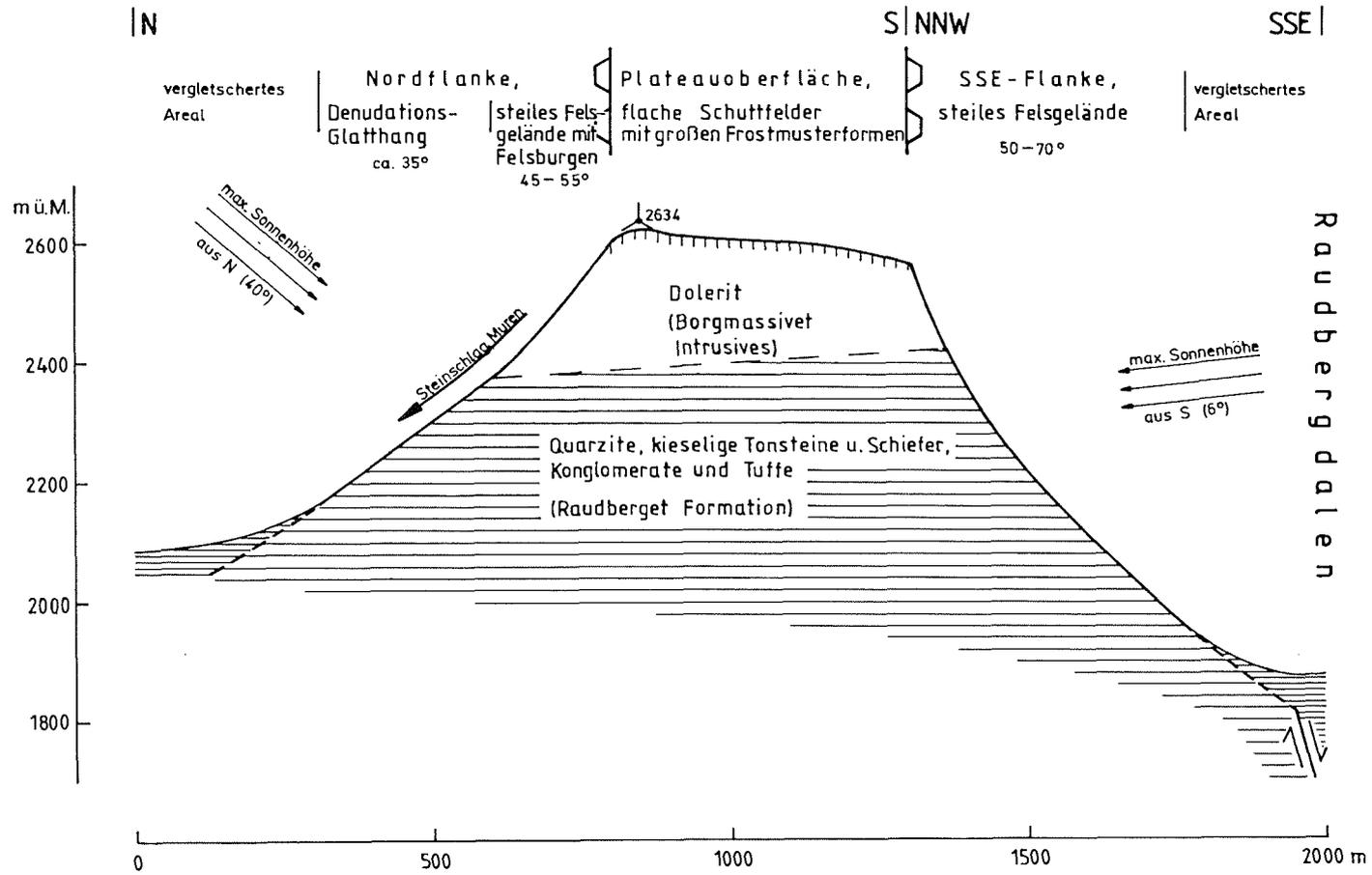


Abb. 11 Profil durch den östlichen Raudberget (Lage s. Karte).
 Geologischer Aufbau und Reliefeinheiten; maximale Sonnenhöhen
 am 21. Dez. über nord- und südexponierten Hängen.

- 1) steilem Felsgelände (Wände und Hänge mit Neigungswinkeln über etwa 40°),
- 2) Denudations-Glatthängen (Hangbereiche mit etwa 30 - 40° Neigung) und
- 3) steilen Schutthängen (Hänge mit etwa 15 - 30° Neigung; flachere Hangsegmente fehlen im Bereich der Flanken wegen des hohen Vergletscherungsniveaus weitgehend).

Der größte Teil der unvergletscherten Flanken wird vom **steilen Felsgelände** eingenommen. Dort dominieren gravitative Vorgänge in Form von Steinschlag die Formungsprozesse. Zu den gravitativen Massenbewegungen von Verwitterungsmaterial kommt es, sobald der Grenzneigungswinkel von etwa 35 - 40° überschritten wird. Die Gesteinsaufbereitung, die durch Temperatur-, Frost- und Salzverwitterung erfolgt, ist wegen der unterschiedlichen Bestrahlung der geneigten Oberflächen deutlich expositionsabhängig. Der auf den strahlungsbegünstigten und ausreichend befeuchteten Hängen produzierte und herabstürzende Schutt führt zur Ausbildung von Steinschlagrinnen oder Schurren. Bei länger andauernder Zerschneidung der Felswände entstehen tiefe Kerben, und im fortgeschrittenen Stadium bleiben nur noch isolierte Felsburgen (tors) als Relikte übrig.

An der Entstehung von mit perennierenden Schneefeldern gefüllten Nischen und Kerben sind auch nivale Prozesse beteiligt. Diese Prozesse werden bei intensiver Bestrahlung an den Säumen der Schneefelder durch die Bereitstellung von Schmelzwasser vor allem über die Frostsprengung wirksam.

Wegen der mangelhaften direkten Bestrahlung der steilen südexponierten Flanken, ist dort nur eine mäßige Erwärmung der Gesteinsoberflächen über die niedrigen Lufttemperaturen möglich. Die einzige wesentliche Art der Gesteinsbeanspruchung erfolgt über die teilweise bedeutenden täglichen und jährlichen Schwankungen der Lufttemperatur (s. Abschn. 2.2.2.1). Insgesamt kann für die steilen Südflanken von einer weitgehenden Formungsruhe ausgegangen werden. Die sehr geringe morphodynamische Aktivität kommt auch in einer nahezu fehlenden Schuttproduktion in diesen Reliefbereichen zum Ausdruck.

Die Reliefformung ist in Bereichen mit an der Oberfläche anstehendem Festgestein selbstverständlich auch strukturell geprägt. Am deutlichsten ist die durch die Petrovarianz der Wände verursachte Differenzierung dort ausgebildet, wo die harten Dolerite der Borgmassivet Intrusiva anstehen. In diesen Arealen treten gehäuft turmartige Formen (Felsburgen usw.) zwischen den ausgeräumten Rinnen und Kerben auf.

Das steile Felsgelände wird in der geomorphologisch-glaziologischen Karte als **gravitativ-nival-struktureller Prozeßbereich** bezeichnet.

Einige Areale der strahlungsbegünstigten Flanken bestehen, vor allem unterhalb der Steinschlagregion, aus glatten Hängen mit einer Neigung um 35°. Bei diesen mit einem dünnen Schuttschleier überzogenen Hangsegmenten, die sich durch eine ausgesprochen stetiges Hangprofil auszeichnen, handelt es sich um **Denudations-Glatthänge** (Richter denudation slopes; MIOTKE 1982). Die Schuttbedeckung ist auf diesen Hängen nur in der Fortsetzung von Steinschlagrinnen, die ihren Ursprung im hangenden Felsgelände haben, geringfügig größer. Auf dem in Abb. 11 dargestellten Glatthang des Raudberget (s. auch Abb. 12) ist in den Bereichen unterhalb der Steinschlagrinnen wahrscheinlich auch fluviatile Schuttverlagerung in Form von Muren an den Transportvorgängen beteiligt. Zu Muren kommt es aber offensichtlich nur an extrem warmen Tagen zu Beginn des Sommers; dann ist noch keine Wasserbewegung in dem gefrorenen Hangschutt möglich und in den Vertie-

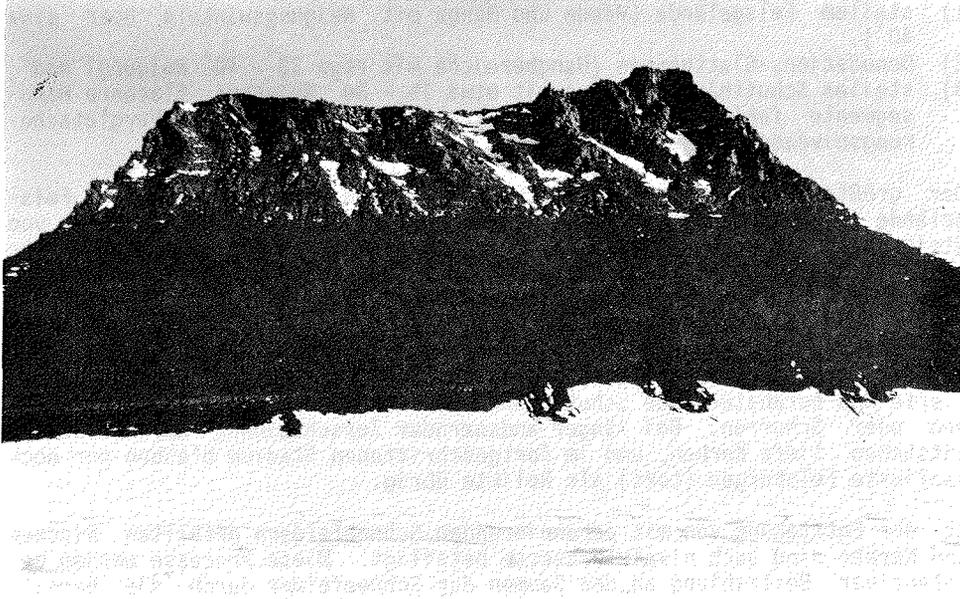


Abb. 12 Nordflanke des östlichen Raudberget. Steiles, durch Steinschlagrinnen gegliedertes Felsgelände aus Intrusivgestein (Dolerit) über Denudations-Glatthang aus Sedimentgestein der Raudberget Formation. In der Fortsetzung von Steinschlagrinnen bedeckt vor allem gravitativ, gelegentlich auch fluviatil verlagertes Schutt den Glatthang. (28. Januar 1985).

fungen des Felsgeländes steht noch genügend Schnee für die Bildung von Schmelzwasser zur Verfügung.

Zur Morphodynamik und Typisierung der in arid-semiariden und in periglazialen Regionen verbreiteten Glatthänge liegen zahlreiche Arbeiten vor (u. a. HAGEDORN 1970; KAISER 1970; KARRASCH 1974; COTTON & WILSON 1971; SELBY 1971; SHAW & HEALY 1977; JAHN 1983; MENSCHING 1983), die HÖLLERMANN (1983) zusammenfassend dargestellt hat. Nach SEMMEL (1985: 42) ist die Bildung von Glatthängen aber auch "derzeit noch nicht befriedigend geklärt".

Im arid-hochpolaren Borgmassivet herrschen bei fehlenden linearen und abluale Prozessen offenbar optimale Voraussetzungen für die Herausbildung glatter Hangprofile. Nach HÖLLERMANN (1983: 247-248) sind dies: 1) eine die Gefällsunregelmäßigkeiten ausgleichende Verwitterung, 2) eine flächenhafte, denudative Verlagerung des labil gelagerten Verwitterungsmaterials, 3) das Zurücktreten oder Fehlen linearer Prozesse und 4) eine fehlende Schuttanhäufung. Die am besten ausgebildeten Denudations-Glatthänge werden in Hangbereichen angetroffen, wo die verwitterungsanfälligen Sedimentgesteine im Liegenden von schützenden, härteren Doleriten anstehen.

Ideal sind die Bedingungen für die Entstehung von Denudations-Glatthängen offensichtlich auf dem strahlungsbegünstigten Nordhang des östlichen Raudberget (Abb. 11 u. 12). Dort ist die geringmächtige Schuttdecke, die aus rötlichem Schutt der Raudberget Formation und teilweise aus einer dunklen Schuttstreu des hangenden Dolerits besteht, so dünn, daß die horizontale Lagerung der oberflächennah anstehenden Festgesteine noch zu erkennen ist. Der Verwitterungsschutt ist an Strahlungstagen im Sommer, in Abhängigkeit vom Skelettanteil, bis zu etwa 15 - 20 cm tief aufgetaut (s. Abschn. 2.2.2.3). Im Detritus haben sich vor allem in Bereichen mit feinerem und dadurch feuchterem Substrat Feinerdeknospen entwickelt, teilweise ist der Schutt auch in Form von sortierten Steinstreifen (sorted stripes nach WASHBURN 1979: 153-156) eingeregelt.

Für die **denudative Verlagerung** des größtenteils trockenen Schuttes, kommen vor allem die von MIOTKE (1982: 30-38) aus den Dry Valleys beschriebenen Prozesse der sog. trockenen Solifluktion in Frage. Danach sind folgende Einzelprozesse an der trockenen Solifluktion bzw. am Bodenkriechen (soil creep) des Hangschuttes beteiligt:

- Kontraktion und Expansion durch Temperatur- und Feuchtigkeitswechsel,
- Partikelverlagerung durch Eisbildung oder Tauen sowie durch Salzkristallisation oder Lösung,
- gerichtete Belastungen durch Schneelast und -schub sowie durch unterschiedliche Wassergehalte im Schutt und durch Winddruck,
- äolische Materialbewegungen durch Deflation.

Auf den extrem trockenen Glatthängen in den Dry Valleys wird nach SELBY (1971) die Schuttbewegung vor allem durch äolische Prozesse ausgelöst, und nach COTTON & WILSON (1971) dominieren gravitativer und äolischer Transport.

Im etwas feuchteren Borgmassivet spielen die äolischen Prozesse wahrscheinlich nur eine untergeordnete Rolle. Auf den Denudations-Glatthängen ist wegen der labilen Lagerung des Schuttes von einem bedeutenden Anteil gravitativer Verlagerungsprozesse auszugehen. Wie die Schuttsortierung und die örtliche Einregelung zeigen, sind auch kryogene Prozesse (Kryoturbation, Kryostasie und Kryofluktion) an der Schuttbewegung beteiligt. Die gravitativen und kryogenen Prozesse sind zwar auch flächenhaft (denudativ) wirkende Vorgänge, da sie aber als wesentliche Einzelprozesse der denudativen Schuttverlagerung erkennbar sind, werden sie bei der Bezeichnung des Prozeßbereichs auch gesondert erwähnt.

Die schuttbedeckten Hänge mit einem Gefälle unterhalb des Grenzneigungswinkels bestehen nur aus kleinen Arealen, die vor allem am Fuß von ausreichend bestrahlten Nunatakflanken anzutreffen sind. Diese als **steile Schutthänge** bezeichneten Bereiche werden wegen der Nähe zu den schneebedeckten Gletscheroberflächen durch häufigere Triebsschneeanwehung geringfügig besser befeuchtet. Die dadurch begünstigte kryogene Dynamik führt jedoch nur zu einer Mikroterrassierung der Schutthänge und zur Entstehung rundlicher bis ovaler Frostmusterformen (vor allem kleiner Feinerdeinseln oder -knospen).

Die beiden von denudativen Prozessen geprägten Hangsegmente werden in der geomorphologisch-glaziologischen Karte nicht getrennt dargestellt. Dort werden die steilen, mehr oder weniger dünn mit Schutt bedeckten Hangareale unter der Bezeichnung **denudativ-kryogen*-gravitativer Prozeßbereich** zusammengefaßt. (Anmerkung: * Schreibweise in der Karte).

3.2.2 Prozeßbereiche der Gipfelverebnungen

Die unvergletscherten Oberflächen der Gipfelverebnungen der Plateaus- und Nunatakker bestehen aus zwei verschiedenen Reliefeinheiten, die sich aufgrund ihrer Rauheit und ihrer Schuttbedeckung unterscheiden:

- 1) reliefierten Oberflächen und
- 2) flachen Schuttfeldern.

Die **reliefierten Oberflächen** bilden den weitaus größten Flächenanteil der erhabenen Teile der großen Plateaus und Nunatakker. In der Rauheit dieser Areale, deren Vertiefungen mit Schneeflecken und perennierenden Schneefeldern gefüllt sind, kommt die strukturelle Prägung durch die größtenteils an der Oberfläche anstehenden Dolerite zum Ausdruck (s. Abb. 3). An den Säumen der Schneeansammlungen werden bei ausreichender Bestrahlung nivale Prozesse wirksam; diese führen zur Betonung petrographischer Unterschiede des anstehenden Gesteins in Form von Nivationsleisten oder Resistenzstufen.

Die Morphodynamik der nicht an Schneeflecken angrenzenden Areale ist vor allem von der Befeuchtung durch Triebsschnee abhängig. Da die Voraussetzungen für Triebsschneeakkumulation zumindest auf den großen Plateaus günstig sind, spielen hier kryogene Prozesse eine dominierende Rolle bei der Gestaltung der Oberflächen. Diese zeigen sich abgesehen von der Kryoklastik vor allem in einer Schuttsortierung durch Vorgänge der Kryoturbation und Kryostasie. Das anfallende Verwitterungsmaterial wird zumindest in windexponierten Bereichen teilweise ausgeblasen; es bildet zusammen mit harten Schneekristallen das Werkzeug für niveo-äolische Korrosionsprozesse.

Nur wenige Areale des unvergletscherten Flachreliefs sind von einer ebenen bis schwach geneigten geschlossenen Schuttdecke (polare Hammada i.S. von MECKELEIN 1974) überzogen. Aus diesen **flachen Schuttfeldern** bestehen nur die Oberflächen von exponierten Verebnungen, auf denen keine perennierende Schneebedeckung möglich ist; so z.B. auf dem nordwestlichsten Teil des Borga-Plateaus (südöstlich des Spiret; s. Abb. 13) und auf der Gipfelverebnung des östlichen Raudberget (Abb. 11).

Das aus autochtonem Lockermaterial, mit einem Steinpflaster an der Oberfläche, bestehende Schuttfeld auf dem nordwestlichen Borga-Plateau ist vollständig durch schlecht sortierte Steinringe mit Feinerdeinseln (sorted circle (debris island) nach WASHBURN 1979: 129-133) und durch große Polygone (nonsorted polygons nach WASHBURN 1979: 133-141) gemustert. Die Steinringe, von denen jeweils mehrere die Innenfläche eines Polygons bilden, haben Durchmesser von etwa 0,5 - 1 m. Das von den Steinringen umgebene, grusig-schluffige und teilweise mit kantengerundeten Steinen durchsetzte Feinsubstrat war z.B. am frühen Nachmittag des 22. Januars 1985 bei -16°C Lufttemperatur etwa 10 cm tief aufgetaut. Die größeren Blöcke der Steinringe steckten teilweise in einem Eiszement aus gefrorenem Schmelzwasser. Vereinzelt wurden auch durch Frosthüb steilgestellte Steinplatten beobachtet. Die Polygone, die von bis zu 30 cm tiefen Furchen begrenzt werden, haben Durchmesser zwischen etwa 2 und 4 m. Da die Grenzfurchen häufig mit Triebsschnee gefüllt sind, sind die Polygone unter günstigen Umständen auch in Luftbildern sichtbar.

Die flächendeckend anzutreffenden Frostmusterformen belegen die offensichtlich von kryogenen Prozessen dominierte Geomorphodynamik im Detritus der Schuttfelder. Steinringe zeigen die mit Kryoturbation und Kryostasie verbundenen Bewegungsvorgänge. Bei den großen Frostmusterformen handelt es



Abb. 13 Gipfelverebnung des Borga-Plateaus SE des Spiret (ca. 2550 m ü. M.). Flaches Schuttfeld (polare Hammada) aus autochtonem Dolerit-Detritus. Die Schneeflecken markieren teilweise die Grenzen von Eiskeilpolygonen. (22. Januar 1985).

sich offensichtlich um Eiskeilpolygone, die die Folge von Kontraktionsrissen sind. Ursache für die Kontraktionsbewegung ist die starke Abkühlung der Schuttfelder im Winter (BERG & BLACK 1966; MIOTKE 1982: 32-34). In den dadurch entstehenden Rissen kann sich das gelegentlich anfallende Schmelzwasser (s. Abschn. 2.2.2.3) sammeln. Die Deutung von SCHYTT (1961: 195-196), daß es sich bei den großen Polygonen um Relikte eines milderen Klimas handelt, trifft wahrscheinlich nicht zu.

Wie das die Schuttdecken abschließende Steinpflaster zeigt, sind auch äolische Prozesse an der Formung der Schuttfelder beteiligt. Diese äußern sich vor allem in der Deflation von Feinmaterial. Wegen der isolierten Lage und der begrenzten Ausdehnung der Schuttfelder ist die Wirkung der niveo-äolischen Korrasion auf die Formung von Windkantern nur gering.

In der geomorphologisch-glaziologischen Karte werden die vorwiegend von kryogenen Prozessen geprägten Teile der Plateau- und Nunatakkerverebnungen zu einem Prozeßbereich zusammengefaßt; er wird als **cryogen-nival-struktureller Prozeßbereich** bezeichnet. Auf den niveo-äolischen Anteil an der Formung weist ein "Deflations"-Pfeil hin. Dort wo die für die flachen Schuttfelder charakteristischen Eiskeilpolygone im Luftbild erkennbar sind, befindet sich in der Karte ein entsprechendes Symbol.

3.2.3 Prozeßbereich der randglazialen Moränen

Heute größtenteils nicht mehr von Gletschereis unterlagerter älterer Moränenschutt (s. Abschn. 3.1) befindet sich am Fuß der Borga-Nordflanke und am Nunatak Nålegga. Vor allem bei dem glatten und schwach geneigten glazial akkumulierten Schuttareal nördlich des Spiret, ist von einer starken kryogenen Überprägung auszugehen. Am unteren Rand dieses Moränenareals treten einzelne Ablationskessel auf, und das gesamte Gebiet wird durch ein im Luftbild sichtbares Polygonnetz strukturiert. Bei den randglazialen Moränenarealen handelt es sich demnach um einen **glazial-cryogen** geprägten **Prozeßbereich**.

3.3 Formenschatz an der Oberfläche der Glaziosphäre

Die Oberflächenformen der Glaziosphäre sind Ausdruck gletscherdynamischer Vorgänge (s. Abschn. 3.3.1), äolischer Prozesse (Abschn. 3.3.2) sowie komplexer Vorgänge im Bereich der teilweise mit Schutt bedeckten Blaueisfelder (Abschn. 3.3.3). Von übergeordneter Bedeutung für das Sichtbarwerden bzw. das Auftreten dieser Formen ist die Schneeverteilung durch den Wind (s. auch Abschn. 2.2.2.2).

3.3.1 Oberflächenformen der Gletscherbewegung

In den kalten, starren Gletschern des Borgmassivet führen Zerrungen schnell zur Bildung von **Spalten** und **Gletscherbrüchen**. Die meisten Spalten entstehen beim Überfließen von subglazialen Stufen und Kuppen, vor allem an den Rändern der Plateaugletscher und in der Fußzone einiger Plateaus und Nunatakker (s. Abb. 3). Wegen der Schneekorrasion an der Oberfläche der entsprechenden konvex gekrümmten Gletscherareale (s. Abschn. 3.3.2), werden hier Spalten aller Größen sichtbar, von denen die meisten mit Triebsschnee gefüllt sind.

Die Gletscherbrüche bilden mit ihren zerrissenen Oberflächen die Verbindung zwischen den Plateaugletschern und den Fußzonen der Plateauflanken. In den steilen Flankenabschnitten, die nicht von Gletscherbrüchen bedeckt sind, markieren Bergschründe die Grenze zwischen den inaktiven Gletscherschürzen (ice aprons) der Wände und den aktiveren Gletscherarealen der Fußzonen.

Das Auftreten von kleinen Randspalten beschränkt sich wegen der weitgehenden Schneebedeckung auf den Grund einiger Windkolke, z.B. am nördlichen Ausläufer des Raudberget.

Von den im Akkumulationsgebiet sichtbaren Störungen des Eisflusses, zeigt das Spaltensystem nördlich des Nunataks Nålegga die größten, weitgehend schneegefüllten Spalten.

3.3.2 Äolische Prozesse und Formen an der Oberfläche der Glaziosphäre

Die von den Windverhältnissen geprägte Schneeakkumulation, -umlagerung, -deflation und -korrasion führt nicht nur zu einem vielfältigen Formenschatz an der Oberfläche der Glaziosphäre und der Schneedecke, diese Vor-

gänge haben auch entscheidenden Einfluß auf die Beschaffenheit der Gletscheroberflächen.

Zu den markantesten Einzelformen gehören die teilweise riesigen Trieb-schneeanhäufungen im Windschatten von isolierten Nunatakkern, von Vorsprüngen der Plateauflanken und im Lee sonstiger Strömungshindernisse. Die größten, bis zu mehrere Kilometer langen **Trieb-schneefahnen** wurden in der Fortsetzung von stromlinienförmigen Plateauvorsprüngen angeweht (z.B. westlich des Högsætet; s. Abb. 3). Diese Akkumulationsformen haben in der Nähe der Windhindernisse die Form eines Grates, mit zunehmender Entfernung nehmen sie eine Wallform an. Wo die Luftströmung durch isolierte Nunatakker oder Plateauvorsprünge gestört wird (z.B. nördlich des Framskotet), treten die Trieb-schneefahnen immer in Verbindung mit Deflationsformen (s. u.) auf.

Im Borgmassivet zeigen die großen Trieb-schneefahnen, daß die mit Schneeakkumulation und -umlagerung verbundenen Winde vor allem aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen wehen.

Die durch Strömungswirbel vor und an den Flanken der Windhindernisse entstehenden **Windkolke** bilden längliche Hohlformen sehr verschiedener Größe. Sie haben die Form von flachen Mulden bis zu tiefen, von Kanten und steilen Böschungen begrenzten Vertiefungen. In Bereichen mit starker Deflation und Korrasion werden am Grund dieser Deflationsformen Firn oder Gletschereis freigelegt, das örtlich auch Moränenschutt enthält. (z.B. am nördlichen Ausläufer des Raudberget).

An den leeseitigen Rändern der Plateauverebnungen bilden sich verbreitet **Wächten**. Diese teilweise überhängenden Akkumulationsformen aus Trieb-schnee entstehen auch an Plateaurändern oberhalb von Gletscherbrüchen (z.B. an der Nordwestflanke des Jökulskarvet), sowie im Windschatten von niedrigen Graten und sonstigen Stufen. Wenn die Wächten zu groß werden, stürzen sie als Lawinen herab, wobei sie Lawinenbahnen hinterlassen. In den Fußzonen bilden die entsprechenden Sturzmassen fächerartige **Lawinenkegel**.

Die **Schneedecke** zeigt in der Trockenschneezone einen vielfältigen, von den örtlichen Wind- und Niederschlagsverhältnissen (s. Abschn. 2.2.2.2) geprägten Formenschatz (WRIGHT & PRIESTLEY 1922: 33-49; KRUCHININ 1964), der großen Veränderungen unterworfen ist (TRIBBLE 1964; AGETA 1972). Über die Orientierung der größeren Formen ist die Richtung des an der Gestaltung beteiligten Windes zu erkennen.

Im Borgmassivet kommt es in den Stauzonen der großen Windhindernisse (z.B. im Großkar Rindebotnen; s. Abb. 3) und anderen windärmeren Lagen zu relativ häufiger und ergiebiger Schneeakkumulation. Da die Schneeuumlagerung und -deflation in diesen Gebieten nicht sehr stark ist, bestehen die obersten Schneeschichten meist aus einer weichen Lockerschneedecke mit einer mehr oder weniger glatten Oberfläche.

In den Arealen, die höheren Windgeschwindigkeiten ausgesetzt sind, verursacht der Wechsel von Schneeakkumulation, -umlagerung, -deflation und -korrasion ein ausgeprägtes Mikro- und Nanorelief. Während der Perioden mit Akkumulation und Umlagerung werden die älteren, meist harten und reliefierten Oberflächen von einer weitgehend geschlossenen Decke aus flachen, länglichen Trieb-schneehaufen überlagert. Diese teilweise dünenartige Trieb-schneedecke (s. Abb. 4 oben) wird im Übergang zu windexponierten und niederschlagsärmeren Bereichen zunächst lückenhaft, bevor sie im Lee der großen Plateaus (z.B. in der südwestlichen Fußzone von Borga) nur noch aus

einzelnen Schneedünenfeldern besteht. Mobile Einzelformen aus zusammengehartetem Neuschnee - diese haben teilweise die Form von Barchanen - überwandern gelegentlich auch die schneefreien Eis- und Firnbereiche.

An der Oberfläche der Triebsschneedecken bilden sich während und nach der Akkumulationsphase härtere Schichten, deren Verhärtung durch Windpressung und/oder intensive Einstrahlung erfolgt. Bei einer anschließenden selektiven Zerstörung dieser Harschschichten durch Schneekorrasion wird vor allem der freigelegte nicht verfestigte Schnee ausgeblasen. Diese örtliche Deflation und Unterschneidung führt zur Entstehung eines rauen, schuppigen Schneereliefs, dessen vielfältige Formen als **Sastrugi** bezeichnet werden.

Die größten Sastrugi konnten während des Geländeaufenthaltes nördlich des Framskotet beobachtet werden. Dabei handelte es sich um ost-west-orientierte, längliche und unterschrittene Vollformen mit Höhen bis über 50 cm. Etwas flachere aber sehr scharfkantige nordost-südwest-orientierte Sastrugi wurden in den niederschlagsarmen Leelagen des östlichen Borggarden angetroffen. Deren Vertiefungen wurden einige Tage später durch eine längere Drift aus Südost größtenteils verfüllt.

An der Oberfläche einiger konvex gewölbter Gletscherareale ist die Schneekorrasion im Borgmassivet so stark, daß tiefere Gletscherschichten freigelegt werden. Das durch diesen Ablationsprozeß im Bereich von Kuppen, Rücken und Stufen aufgeschlossene Oberflächenmaterial hat meist die Dichte von Firn (s. Abschn. 2.2.2.2; s. Abb. 3), weshalb diese Gletscherbereiche als **Firnkuppen** bezeichnet werden. Die korradierende Wirkung des mit Schneekristallen beladenen Windes ist auch an der Entstehung der Blaueisfelder beteiligt (s. Abschn. 3.3.3). Da die Übergänge zwischen den Firnkuppen und den Blaueisfeldern in einigen Bereichen fließend sind, z.B. dort wo konvex gewölbte Areale im Lee der großen Plateaus liegen, wurde in der geomorphologisch-glaziologischen Karte auf eine getrennte Darstellung verzichtet.

3.3.3 Prozesse und Formen an der Oberfläche der Blaueisfelder und in Bereichen mit supraglazialen Moränen

Die teilweise "spiegelglatten" Oberflächen der **Blaueisfelder** (s. Abb. 3) sind der deutlichste Ausdruck für aktive Ablationsprozesse. Diese aus Gletschereis, das örtlich mit Gesteinsschutt durchsetzt ist, bestehenden Areale sind nach WILLIAMS et al. (1983) das Ergebnis von Eisverdunstung (Sublimation), Schneekorrasion und Windschliff. Im Borgmassivet werden diese Prozesse nach SCHYTT (1958: 84) und SWITHINBANK (1959b: 140) bei böigen Föhnwinden im Lee der großen Strömungshindernisse wirksam. Auf dem Blaueisfeld Bläisen (s. Abb. 14) wurde über eine langfristige Messung am Gletscherpegel "Stake 5" eine jährliche Ablationsrate von 2,9 cm Eis bzw. 2,6 cm Wasseräquivalent ermittelt (BRUNK & STAIGER 1986: 30-31). Eine ausführliche Beschreibung der Blaueisfelder des Borgmassivet hat SCHYTT (1961) vorgelegt.

Im Bereich der Blaueisfelder führt die andauernde Ablation zur Ansammlung des wenigen im Eis enthaltenen Schuttes an der Oberfläche. Dieser bildet teilweise nur eine lose Streu aus Blöcken sehr verschiedener Größe. An den Säumen einiger Gletscherareale ist der Schuttanteil so groß, daß geschlossene **Moränenfelder** entstehen. Das größte Moränenfeld des Borgmassivet befindet sich nordwestlich des Högskavlen in der Einbuchtung zwischen



Abb. 14 Von supraglazialen Schutt gesäumter südwestlicher Teil des Blau-eisfeldes Blåisen in der Umgebung des Nunataks "(1835)". Blick vom Nunatak "(1910)" nach NW. Im Hintergrund die Nunatakker Framryggen (Mitte) und Framrabben. (6. Februar 1985).

Högskaupiggen und Fingeren (s. Abb. 4). Da die Schuttkonzentration vor allem an den Rändern der schutttransportierenden Gletscher bedeutend ist, tritt das Moränenmaterial häufig in langen Streifen auf. In Bereichen mit besonders hoher supraglazialer Schuttakkumulation führt die als Ablationschutz wirkende Schuttbedeckung (s. u.) zur Entstehung von deutlich erhaltenen Moränenwällen.

Die glaziologischen Vorgänge, die zur Bildung der supraglazialen Moränen im Borgmassivet geführt haben, hat SCHYTT (1961: 190-193) diskutiert. Er geht davon aus, daß die Moränenwälle aus Schutt bestehen, der während längerer Gleichgewichtszustände auf Scherflächen im Eis an die Oberfläche transportiert wird bzw. wurde. Diese sog. Scherflächenmoränen markieren die Grenze zwischen unterschiedlich schnell bewegten bzw. zwischen aktiven und stagnierenden Gletscherarealen. Dort, wo mehr oder weniger parallele Moränenwälle auftreten, handelt es sich bei den proximalen Formen um jüngere bzw. rezente Bildungen; die distalen Moränenareale entsprechen älteren, ehemals höheren Vergletscherungsniveaus.

Die komplexen Mechanismen, die mit der Entstehung von Scherflächenmoränen und sonstigen supraglazialen Moränen auf basal kalten Gletschern verbunden sind (angefangen von der Schuttaufnahme am Untergrund, über dessen Transport im Eis, bis zu den Vorgängen bei der Ablagerung), sind teilweise bis heute umstritten. Siehe hierzu unter anderem BISHOP (1957), WEERTMAN (1961), SWINZOW (1962), SOUCHEZ (1966, 1967a, 1968, 1971), HOOKE (1968, 1970), BOULTON (1970, 1983), SELBY (1973), C.Z. v.ZYL (1974), EMBLETON &

KING (1975: 447-451), SUGDEN & JOHN (1976: 252-254) und RAINS & SHAW (1981).

Für die extrem langsam fließenden und angefrorenen Eismassen des nordwestlichen Borgmassivet ist unter den heutigen Bedingungen eine Schuttaufnahme am Untergrund ausgeschlossen. Dafür spricht z.B. auch das Gesteinsspektrum der Bläisen-Moränen, das wahrscheinlich vollständig in der teilweise unvergletscherten östlichen Rückwand dieses Gletscherareals ansteht. Dort wird der wenige anfallende Schutt, vor allem Periglazialschutt der Steilwand, in das Eis des Wandfußgletschers aufgenommen und so lange im Gletscher transportiert, bis er wegen der Ablationsprozesse wieder an die Gletscheroberfläche gelangt. Da sich die Texturelemente an den Rändern und vor allem im Bereich von Stauchungszonen am stärksten nähern oder berühren, ist die Schuttkonzentration dort am größten.

An der Oberfläche einiger Blaueisfelder des Borgmassivet sind lange Moränenstreifen oder -wälle zu beobachten, die in der Fortsetzung von Felsvorsprüngen auftauchen und die Ablationsgebiete teilen (z.B. nördlich des Högskavlen). Dabei handelt es sich offensichtlich um Mittelmoränen, die die Berührungsfläche zwischen zwei benachbarten Gletschern markieren.

Die supraglazialen Moränenareale mit einer geschlossenen Schuttbedeckung bestehen aus einer Blockschuttlage, die von einer einige Zentimeter dicken Schicht aus feinerem Substrat (scharfkantige Steine mit Sand und Schluff) unterlagert wird. Das Liegende bilden mehr oder weniger stark mit Eis durchsetzter Schutt oder Gletschereis. Das steinige Feinsubstrat zeigt vor allem auf den Moränenwällen eine gute Schuttsortierung in Form von kleinen Feinerdeinseln.

Die Oberflächenformen in den Bereichen mit supraglazialen Schutt sind das Ergebnis **selektiver Ablationsprozesse**. In Abhängigkeit von der Schuttbedeckung führen diese Prozesse zu verschiedenen Formen der sog. bedeckten Ablation. Da der Ablationsschutz in den Moränenarealen mit der höchsten Schuttkonzentration am größten ist, überragen diese Bereiche die umgebenden Gletscherareale als Moränenwälle. Eine besonders hohe Schuttkonzentration ist die Ursache für die Existenz des Ablationskegels "Nipple" am westlichen Ende der Bläisen-Doppelmoräne, der die benachbarten Moränenareale um etwa 3 m überragt.

Ablationshohlformen entstehen dort, wo die Schuttbedeckung dünn oder aufgelockert ist. Unter diesen Voraussetzungen führen Schmelze (durch Erwärmung der Steine) und Verdunstung zum Abbau der Eisunterlage und damit zum Einsinken des Schuttes. Dadurch entstandene Ablationskessel (in den Luftbildern sichtbare Kryo- oder Thermokarstformen) häufen sich in den nahezu inaktiven, subrezent akkumulierten Moränenbereichen. Desweiteren wurden am östlichen Ende der Bläisen-Doppelmoräne Kryokoniterscheinungen beobachtet; dabei handelt es sich um losen Moränenschutt, der in zwei Niveaus angetroffen wurde, die bis zu 70 cm Höhenunterschied aufwiesen.

4 DIE GEOMORPHOLOGISCH-GLAZIOLOGISCHE KARTE 1:50 000 DES BORGMASSIVET

4.1 Zur Wahl der Kartengrundlage und des Kartenmaßstabs

Bis zur Antarktisexpedition 1984/85 existierten vom Borgmassivet keine großmaßstäbigen Karten, die als Kartengrundlage bzw. -hintergrund für die Darstellung der thematischen Karteninhalte dienen könnten. Vor der flächenhaften thematischen Kartierung war deshalb zunächst eine geeignete topographische Bezugsgrundlage zu schaffen. Ausgehend von den nach der Expedition zur Verfügung stehenden Kartierunterlagen - Orthophotos und Höhenlinienpläne im Maßstab 1:25 000 (zur Herstellung s. Abschn. 1.4) - mußte entschieden werden, welche Art von Kartengrundlage den Erfordernissen der geomorphologisch-glaziologischen Karte am besten entgegenkommt. Außerdem war ein geeigneter Kartenmaßstab festzulegen.

4.1.1 Die topographische Kartengrundlage: Linienkarte oder Bildkarte ?

Für geowissenschaftliche Detailkartierungen werden heute vorwiegend **topographische Linien-** (oder Strich-) **Karten** als Kartengrundlage benutzt, da sich diese als Kartenhintergrund bewährt haben. Aussagekräftige topographische Karten von Regionen mit Hochgebirgsrelief erfordern jedoch eine aufwendige topographisch-kartographische Bearbeitung der meist photogrammetrisch gewonnenen Geländedaten.

Mit der Entwicklung der Orthophototechnik (Entzerrung von Luftbildern), die seit Anfang der 70-er Jahre Anwendung im steilwandigen Gebirgsrelief findet (FINSTERWALDER 1972), besteht auch die Möglichkeit **Luftbildkarten** (Orthophotokarten) als Kartengrundlagen zu benutzen. Bei diesen Karten handelt es sich um ein Mosaik aus entzerrten und kartographisch bearbeiteten Luftbildern; gute Beispiele für Luftbildkarten enthalten die wesentlichen Elemente topographischer Karten (u. a. Höhenlinien, geographische Namen, Kartennetz). Sie sind schneller und günstiger in der Herstellung als topographische Karten mit einer hochwertigen Geländedarstellung.

Da beide Kartentypen aber ihre Stärken und Schwächen haben, hängt die Entscheidung bei der Wahl der Kartengrundlage vom darzustellenden Karteninhalt und vom vorgesehenen Kartenmaßstab ab. Unter dem Gesichtspunkt der Eignung von Linien- und Bildkarten als Träger thematischer Karteninhalte und als Kartierunterlage, sollen zunächst einige Beispiele für thematische Detailkarten aus polaren und alpinen Regionen, in denen die beiden Kartentypen den Kartenhintergrund bilden, vorgestellt und kommentiert werden. Bezüglich des Borgmassivet stand die Frage im Vordergrund, ob sich eine aus den Orthophotos und den Höhenlinienplänen relativ einfach herzustellende Luftbildkarte als topographische Kartengrundlage bzw. als Kartenhintergrund für die mehrfarbige geomorphologisch-glaziologische Karte eignet.

Bei den bislang vorliegenden großmaßstäbigen geomorphologischen Antarktiskarten - "Geomorphological Map of Langhovde (1:25 000)" und "Geomorphological Map of Mount Tyô, Yamato Mountains (1:25 000)" (HIRAKAWA et al. 1984; IWATA et al. 1986) - dienen die entsprechenden topographischen (Linien-)Karten des japanischen GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE als Kartengrundlage. Diese, nach den Richtlinien der SCAR Working Group on Geodesy

and Cartography (1980) hergestellten Karten (s. Abschn. 5.1), bilden gegenüber dem thematischen Karteninhalt einen neutralen Hintergrund.

Als ein Beispiel aus der kanadischen Arktis kann die "Carte géomorphologique d'Axel Heiberg (N.W.T. Canada)" im Maßstab 1:50 000 (JOLY 1973) angeführt werden. Den Kartenhintergrund dieser gut lesbaren Karte bildet die topographische Karte "Thompson Glacier Region, Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada" 1:50 000 (McKORTEL 1963; s. Abschn. 5.1).

Einen Ausschnitt der kanadischen Arktis zeigt auch die "Geomorphologische Karte 1:25 000 Oobloyah Bay" (MÄUSBACHER 1982), bei der die Kartengrundlage aus einer Luftbildkarte besteht. Das in der Orthophotokarte "Oobloyah Bay (Ellesmere Island, N.W.T. Canada) 1:25 000" (BREITER et al. 1981) abgebildete Gebiet war zum Zeitpunkt der Befliegung fast überall gleichmäßig ausgeleuchtet. Wegen des niedrigen Sonnenstandes in 80° N zeigen vor allem die Bereiche mit einem hügeligen Moränenrelief eine deutliche Reliefplastik. Unter diesen Voraussetzungen stellt der Luftbildhintergrund mit seiner großen Informationsfülle eine sehr gute Kartengrundlage dar. In den Bereichen mit Steilrelief werden aber auch die Nachteile des Luftbildes als Kartenhintergrund deutlich; diese äußern sich vor allem in einer durch die großen Helligkeitsunterschiede zwischen den Licht- und Schattenhängen verursachten Verfälschung der in der geomorphologischen Karte benutzten Flächenfarben.

Bei dem im Rahmen des GMK-Schwerpunktprogrammes (GMK 25) kartierten Hochgebirgs-Musterblatt "8443 Königssee" (FISCHER 1984), bildet die amtliche topographische Karte (TK 25, 8443) den Kartenhintergrund. In den "Bemerkungen zur Kartierung" kritisiert FISCHER (1984: 52) aber eine "unsachgemäße Generalisierung und eine für moderne Karten schlechte Felsdarstellung" in der TK 25 (s. hierzu KATZENBERGER 1975).

Zahlreich sind mittlerweile die Beispiele für großmaßstäbige Luftbildkarten vergletschelter Hochgebirgsregionen, die dort vor allem als Kartengrundlage von Gletscherkarten benutzt werden. In den dafür benötigten großen Maßstäben (meist 1:10 000) kommen die Vorteile von Luftbildern - unter anderem die große Informationsdichte, der hohe Aktualitätsgrad und die gute Erfassung dynamischer Phänomäne - voll zur Entfaltung. Orthophotokarten, teilweise mit thematischen Inhalten, wurden unter anderem von FINSTERWALDER (1972), BRUNNER (1976), PILLEWIZER (1977a, b, 1982), BICHSEL & MENET (1980) und JIRESCH (1982a, b) bearbeitet. Neben den Luftbildkarten werden auch heute noch sog. topographische Gletscherkarten (Linienkarten) im Maßstab 1:10 000 hergestellt, die meist zur Darstellung glaziologischer Meßergebnisse dienen. Zur Gletscherkartierung s. die Zusammenstellungen und Beispiele in BRUNNER (1977, 1986 u. 1988).

Mit der Herstellung von Hochgebirgs-Luftbildkarten und der Geländedarstellung von Steilrelief in Luftbildern sind aber auch einige, z.T. erhebliche Probleme verbunden (s. BRUNNER 1980; JIRESCH 1982a; PILLEWIZER 1982). In gebirgigen Regionen können sichttote Reliefteile sowie überstrahlte und beschattete Hangareale Schwierigkeiten bei der photogrammetrischen Luftbilddauswertung bereiten, was über Fehlmessungen zu Verzerrungen in den Orthophotos und den Höhenlinienplänen führt. Abgesehen von diesen Schwierigkeiten ist die Geländedarstellung in den überstrahlten und den beschatteten Arealen teilweise unzureichend. Zur Verdeutlichung der Fels- und Schuttstruktur in diesen Bereichen hat es deshalb auch einige Versuche mit einer zusätzlichen Fels- und Schuttzeichnung in Luftbildkarten gegeben (PILLEWIZER 1976, 1977a).

Eine Herstellung von Luftbildkarten ist vor allem in sehr großen Maßstäben sinnvoll, da nur dann der in den Luftbildern enthaltene Detailreichtum voll zur Wirkung kommt; nach PILLEWIZER (1982: 366) bei Maßstäben > 1:25 000, nach BRUNNER (1980) zwischen 1:15 000 und 1:5 000. Bei einer Benutzung als Kartengrundlage wird die große Informationsfülle außerdem durch jeden graphischen Zusatz eingeschränkt, was in verstärktem Maß für kleinere Bildmaßstäbe gilt.

Besonders schwierig sind die photogrammetrischen Aufnahmebedingungen unter den Beleuchtungsverhältnissen in den gebirgigen Regionen der Antarktis (SIEVERS & WALTER 1984). An Strahlungstagen verursacht dort die geringe diffuse Strahlung große Gegensätze zwischen bestrahlten und beschatteten Hangarealen, was in Verbindung mit den großen Albedounterschieden zwischen den Fels- und Schneeoberflächen zu extremen Helligkeitsunterscheiden führt. Diese können auch durch einen Kontrastausgleich der Luftbilder nur unzureichend abgeschwächt werden (s. Abb. 3 u. 4). Die extremen Beleuchtungsverhältnisse führen vor allem im Bereich der Licht- und Schattenhänge zu einer ungleichen Wiedergabe gleichartiger Oberflächen. Desweiteren verursacht die Zentralperspektive der Luftbildkamera, durch Mitlicht- und Gegenlichteffekte, eine ungleichmäßige Abbildung des weitgehend homogenen Kleinformenschatzes der Schneeoberflächen.

Wegen der genannten Nachteile von Luftbildern, die vor allem in antarktischen Gebirgsregionen zum Tragen kommen, sind **Luftbildkarten nur bedingt als Kartengrundlage für thematische Detailkarten geeignet**. Nicht geeignet erscheinen sie als Kartenhintergrund vor allem dann, wenn, wie im vorliegenden Fall, in der thematischen Karte Flächenfarben benutzt werden und wenn die Kartierung in Maßstäben < etwa 1:20 000 erfolgt.

Bei der für die geomorphologisch-glaziologische Karte 1:50 000 des **Borgmassivet** benötigten **topographischen Kartengrundlage** wurde deshalb einer **Höhenliniendarstellung** der Vorzug gegeben. Eine über die Korrektur und die farbliche Trennung der digital interpolierten Höhenlinienpläne hinausgehende topographisch-kartographische Bearbeitung war im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht möglich (s. Abschn. 1.5). Welche Inhaltselemente eine aber gut ausgestattete großmaßstäbige topographische Kartengrundlage enthalten sollte, und wie diese dargestellt werden sollten, wird im Abschnitt 5.2 skizziert.

4.1.2 Der Kartenmaßstab

Bei der Wahl des Kartenmaßstabes für die geomorphologisch-glaziologische Karte des Borgmassivet standen die Maßstäbe 1:25 000 und 1:50 000 zur Diskussion. Die Entscheidung für den **Maßstab 1:50 000** war von mehreren Gründen bestimmt.

Im Vordergrund stand die Absicht, einen hinreichend großen Landschaftsausschnitt darzustellen, der die typischen, im Borgmassivet verbreiteten Oberflächenformen zeigt. Dies wäre in einem größeren Maßstab nur in mehreren Kartenblättern möglich gewesen.

Wegen des relativ kurzen Geländeaufenthaltes, in dessen Rahmen nur eine punktuelle Feldaufnahme möglich war, mußte sich die flächendeckende thematische Kartierung vor allem auf eine Interpretation der vorliegenden Stereo-Luftbilder (s. Abb. 3 u. 4) sowie der daraus hergestellten Orthophotos und Höhenlinienpläne stützen. Bei dieser Kartiermethode ist jedoch

nicht überall die Informationsfülle zu erzielen, wie sie für den Maßstab 1:25 000 notwendig ist.

Die Wahl des Kartenmaßstabes wurde außerdem von der Qualität der topographischen Kartengrundlage beeinflusst, bei der die aus dem digitalen Geländemodell (DGM) abgeleiteten Höhenlinienpläne die Vorlagen bildeten (s. Abschn. 1.4). Eine exakte Höhenliniendarstellung mit Hilfe von Interpolationsprogrammen setzt eine möglichst detaillierte Geländeerfassung voraus. Diese kann vor allem im Felsrelief so umfangreich werden, daß eine Analogauswertung vorteilhafter ist als eine digitale Höhenlinieninterpolation (BRANDSTÄTTER 1983: 152-159 u. REISS 1985: 13).

Im Falle des Borgmassivet war die Dichte der photogrammetrisch registrierten Geländepunkte (Stützpunkte für das DGM) so gewählt worden, daß sie den Genauigkeitsansprüchen von Orthophotos im Maßstab 1:25 000 genügen. Die aus dem DGM abgeleiteten Höhenlinienpläne geben in diesem Maßstab das schroffe Felsgelände zu stark geglättet bzw. generalisiert wieder. Dieser Nachteil der Höhenlinienpläne fällt im Maßstab 1:50 000 nicht mehr so stark ins Gewicht.

4.2 Konzeption sowie inhaltliche und graphische Gestaltung der geomorphologisch-glaziologischen Karte

4.2.1 Konzeption und Inhaltselemente

Mit der geomorphologisch-glaziologischen Karte des Borgmassivet wird eine kombinierte kartographische Darstellung geomorphologischer und glaziologischer Inhaltselemente gewählt, um die vielfältigen Beziehungen zwischen dem Fels- und Schuttgelände einerseits und der Glaziosphäre andererseits zu verdeutlichen. Dies ist notwendig, da die heute wirksamen morphodynamischen Vorgänge und die Morphogenese des Borgmassivet nur im Zusammenhang mit der Vergletscherung verständlich sind.

Gegenstand der Kartierung ist die habituelle (morphographisch-morphometrische), die substantielle und vor allem die genetisch-dynamische Charakterisierung der unvergletscherten Areale und der Glaziosphäre. Die glaziologischen Inhaltselemente werden dazu in das geomorphologische Gliederungsschema der Legende integriert, und nicht, wie sonst üblich, in einem eigenen Legendenteil dargestellt, wie z.B. unter der Bezeichnung "Hydrography" bei IWATA et al. (1986).

Als bislang einziges **geomorphologisches Kartenbeispiel**, das ein mit dem Borgmassivet vergleichbares Gebiet zeigt, kann die von IWATA et al. (1986) bearbeitete "Geomorphological Map of Mount Tyô, Yamato Mountains (1:25 000)" angeführt werden. In dieser Karte einer Nunatakregion in der ostantarktischen Trockenschneezone findet auch der Formenschatz und die Beschaffenheit der Gletscheroberflächen eine stärkere Berücksichtigung. Bei der Mt. Tyô-Karte handelt es sich um das zweite Blatt einer japanischen Kartenserie von geomorphologischen Antarktiskarten. Das erste Blatt zeigt die ostantarktische Küstenoaase Langhovde und die sie umgebenden Inlandeisgebiete (HIRAKAWA et al. 1984). Das in diesen beiden Karten benutzte Kartiersystem orientiert sich mehr oder weniger am deutschen GMK-25-Konzept (LESER & STÄBLEIN [Hrsg.] 1975; LESER & STÄBLEIN 1979); lediglich dort wo das anstehende Gestein durch die glaziale Erosion freigelegt wurde, wird entsprechend dem französischen Kartiersystem (TRICART 1972)

das Oberflächengestein und die geologische Struktur dargestellt. Zur Anwendung kam das französische Kartiersystems z.B. in der von JOLY (1973) bearbeiteten "Carte géomorphologique d'Axel Heiberg (N.W.T. Canada)".

Neben den beiden erwähnten japanischen Kartenbeispielen gibt es noch einige weitere geomorphologische Kartierungen antarktischer Regionen (u.a. DERBYSHIRE & PETERSON 1978; YOSHIDA & MORIWAKI 1983; MIOTKE 1985), bei denen es sich jedoch nur um individuell gestaltete Kartenskizzen handelt, die meist auf einer Interpretation nicht entzerrter Luftbilder beruhen.

Die Auswahl der in der geomorphologisch-glaziologischen Karte des Borgmassivet dargestellten **Inhaltselemente** orientiert sich bezüglich der geomorphologischen Karteninhalte teilweise am GMK-25-Konzept (LESER & STÄBLEIN 1979; FISCHER 1984) und an dem in der Antarktis realisierten japanischen Kartiersystem (HIRAKAWA et al. 1984; IWATA et al. 1986). Bei der Auswahl der glaziologischen Inhaltselemente wurden die Kartierrichtlinien, Legendenentwürfe oder Kartenbeispiele der UNESCO/IASH/WMO (1970), der SCAR Working Group on Geodesy and Cartography (1980), von THOMSEN (1983a, b, 1986) sowie von BLACHUT & MÜLLER (1966), KASSER & ROETHLISBERGER (1966) und BRUNNER (1977) berücksichtigt.

Im einzelnen hat die Borgmassivet-Karte die kartographische Präsentation folgender geomorphologischer und glaziologischer Informationen zum Gegenstand (s. die detaillierte Gliederung der Kartenlegende), zu deren Kennzeichnung möglichst einheitliche, lediglich farblich unterschiedene, graphische Darstellungsmittel (s. Abschn. 4.2.2) benutzt werden:

1) Oberflächenformen (Morphographie/-metrie, Topographie)

Zur Charakterisierung der Oberflächenformen ist vor allem die Verdeutlichung der linearen Reliefelemente notwendig. Für die kartographische Präsentation der wichtigsten Reliefenlinien (Kanten-, Rücken- und Tallinien) enthält das japanische Kartiersystem mehrere, auch für das Borgmassivet geeignete Darstellungsmittel. Die nach diesem System für gekrümmte Formen benutzten Kartenzeichen können die in geomorphologischen Hochgebirgskarten umstrittenen Wölbungslinien ersetzen (s. auch FISCHER 1984: 53 u. RATHJENS 1985: 63). In der Borgmassivet-Karte wird auf eine strenge morphometrische Klassifizierung der Kantensignaturen nach der Stufenhöhe und der Grundrißbreite verzichtet, da diese Informationen dem Höhenlinienplan entnommen werden können. Neben den Reliefenlinien erfahren noch einige markante Klein- und Einzelformen eine graphische Betonung.

Da die äquidistanten Höhenlinien der topographischen Kartengrundlage zumindest im gebirgigen Relief einen wertvollen morphographischen und morphometrischen Informationsträger bilden, wird auf eine Kartierung der Hangneigung verzichtet. Außerdem besteht vor allem im Steilrelief die Gefahr, daß ein Raster für die Hangneigung die übrigen Karteninhalte schlechter lesbar macht. Gegen eine Darstellung der Neigungsverhältnisse in geomorphologischen Hochgebirgskarten, mit ihrer guten Scharungsplastik, haben sich auch FISCHER (1984: 53) und RATHJENS (1985: 63) ausgesprochen. In den japanischen Antarktiskarten wird die Hangneigung nur auf Nebenkarten bzw. einer transparenten Auflage wiedergegeben.

2) Oberflächen-/oberflächennahes Material

Die substantielle Charakterisierung der Oberflächen beschränkt sich

im Bereich der unvergletscherten Areale auf die Kartierung morphologisch relevanter Gesteinsunterschiede. Im Kartiergebiet sind die meisten der aus Sedimentgesteinen bestehenden Areale deutlich weniger verwitterungsresistent als die weit verbreiteten doleritischen und dioritischen Intrusivgesteine.

An der Oberfläche der Glaziosphäre werden die aus Eis oder Firn bestehenden Gletscherbereiche hervorgehoben; in der Trockenschneezone sind dies die Ablationsgebiete.

3) Prozesse und ihre Spuren bzw. Formen

Zu den wichtigsten Inhaltselementen der Karte gehören die größtenteils rezent wirksamen Prozesse an der Oberfläche der unvergletscherten Areale und der Glaziosphäre sowie die dadurch verursachten Spuren bzw. Formen (geomorphologische Prozesse und Prozeßspuren bzw. Prozesse und Formen an der Oberfläche der Glaziosphäre).

4) Geomorphologische Prozeßbereiche und Bereiche mit supraglazialer Akkumulation

Das stärkste kartographische Ausdrucksmittel wird für die Kennzeichnung von mehr oder weniger homogenen Reliefbereichen der unvergletscherten Areale benutzt, die das Ergebnis bestimmter Prozeßkombinationen sind. Die Bezeichnung dieser Prozeßbereiche erfolgt nach den rezent wirksamen Formungsvorgängen.

Bei den Bereichen mit supraglazialer Akkumulation kann zwischen jüngerem und älterem Moränenschutt unterschieden werden.

5) Ergänzende Angaben

Die oben genannten Karteninhalte werden noch durch die Darstellung verschiedener glaziologischer Grenzlinien sowie durch die Angabe sonstiger relevanter Informationen zu glaziologisch-meteorologischen Beobachtungen und Messungen ergänzt.

4.2.2 Graphische Gestaltung der geomorphologischen und glaziologischen Inhaltselemente (s. Kartenlegende)

Die in der geomorphologisch-glaziologischen Karte benutzten Signaturen, Symbole und flächenhaften Darstellungsmittel entsprechen größtenteils den Kartenzeichen in der Mt. Tyô-Karte und in der GMK-25-Legende (s. Abschn. 4.2.1). Diese werden noch durch einige zusätzliche Signaturen ergänzt. Die Wiedergabe des Karteninhaltes erfolgt in **10 Farben**.

Für die Darstellung der morphographischen Reliefelemente sowie der Prozesse und deren Spuren werden einheitliche graphische Darstellungsmittel benutzt, die jedoch farblich unterschieden werden. Im Bereich der aus Fels, Schutt und randglazialen Moränen bestehenden **unvergletscherten Areale** erscheinen die morphographischen Signaturen und die Symbole für die Prozesse in schwarz bzw. rot. In der topographischen Kartengrundlage werden diese Bereiche mit dunkelgrauen Höhenlinien dargestellt.

Die Oberfläche der **Glaziosphäre** wird durch hellblaue Höhenlinien gekennzeichnet. Zur Darstellung der morphographischen Reliefelemente in Eis- und

Firnbereichen sowie sämtlicher, mit der Gletscherbewegung in Zusammenhang stehenden Erscheinungen dienen blaue Kartenzeichen. Der äolisch geprägte Formenschatz der Gletscheroberflächen wird durch eine Kennzeichnung in grün hervorgehoben.

Zur Gliederung der Legende und der in der Karte benutzten Darstellungsmittel sind noch folgende Angaben zu machen:

1) Morphographie

Mit Hilfe der linearen Signaturen für die Kanten-, Rücken- und Tallinien (s. Legendenpunkte 1.1 und 1.2) wird eine Gliederung des Reliefs in Hänge (bzw. Wände), Rücken und Täler erreicht. Bei den dazu benutzten Kantenlinien werden bis zu drei Größenordnungen von scharfkantigen Formen unterschieden. Für konvex gekrümmte Hangkanten wird jeweils nur eine Liniensignatur benutzt. Zur Markierung der scharfkantigen Rücken- oder Firstlinien (Grate) dienen zwei Liniensignaturen, und die stumpfen Rücken (Kämme, Wälle) werden durch eine Liniensignatur gekennzeichnet. Tal- oder Tiefenlinien verdeutlichen lediglich einige längliche Mulden an der schneebedeckten Oberfläche der Glaziosphäre.

Von sämtlichen Trapez-, Dreieck- und Halbkreissymbolen der linearen Signaturen werden nur die Umrisse wiedergegeben, um den übrigen Karteninhalt (vor allem die Reliefplastik der Höhenlinien) nicht zu stark zu belasten.

Die Kennzeichnung markanter Klein- und Einzelformen (Legendenpunkt 1.3) erfolgt im Bereich der unvergletscherten Areale mittels schwarzer Punktsignaturen. Zwei Sonderformen von Gletscherzungen werden hier durch eine blaue Liniensignatur hervorgehoben.

2) Oberflächen-/oberflächennahes Material

Die aus Sedimentgestein (an der Oberfläche oder oberflächennah anstehend) bestehenden Bereiche der unvergletscherten Areale werden durch ein rotes Symbolmuster (Linienraster) markiert (Legendenpunkt 2.1). Die Wiedergabe dieses Linienrasters erfolgt nicht in rotbraun, wie dies in der GMK-Legende vorgesehen ist, sondern in der gleichen Farbe wie die Symbole für die geomorphologischen Prozesse und Prozeßspuren, um eine Druckplatte einsparen zu können.

Ein hellblauer Flächenton (Punktraster) kennzeichnet die aus Eis oder Firn bestehenden Oberflächen der Glaziosphäre (Legendenpunkt 2.2).

3) Prozesse und ihre Spuren bzw. Formen

Die Darstellung der geomorphologischen Prozesse und Prozeßspuren (Legendenpunkt 3.1) erfolgt mit roten Symbolen.

Zur Verdeutlichung der Gletscherbewegung und der damit verbundenen Oberflächenformen (Legendenpunkt 3.2.1) dienen blaue Pfeile bzw. eine weitgehend grundrißtreue Strukturzeichnung (für Gletscherspalten) oder ein geeignetes Raster (für Gletscherbrüche).

Im Bereich der von äolischen Prozessen geprägten Gletscheroberflächen (Legendenpunkt 3.2.2) dienen grüne Pfeile zur Markierung der Windrichtung, von Lawinenbahnen und von Deflationserscheinungen. Die übrigen graphischen Symbole kennzeichnen schneebedeckte Bereiche mit einem im

Luftbild sichtbaren Kleinformenschatz.

Die Symbole für die Ablationsformen in Bereichen mit supraglazialem Schutt werden in schwarz dargestellt (Legendenpunkt 3.2.3), da sie sonst nur schlecht in ihrer "violetten Umgebung" (s. u.) erkennbar wären.

4) Geomorphologische Prozeßbereiche und Bereiche mit supraglazialer Akkumulation

Die flächenhafte Darstellung der geomorphologischen Prozeßbereiche der unvergletscherten Areale (Legendenpunkt 4.1) erfolgt in der Farbe der wichtigsten (d.h. der zuerst genannten) Prozeßgruppe: Die Farbgebung entspricht der GMK-Legende: gravitativ - braun, denudativ - ocker, cryogen - lila, glazial - violett.

Die orientierte Schuttzeichnung der Bereiche mit supraglazialer Akkumulation von Moränenschutt (Legendenpunkt 4.2) erscheint ebenfalls in violett.

5) Ergänzende Angaben, glaziologisch-meteorologische Beobachtungen und Messungen

Unter den dargestellten Grenzlinien kennzeichnet eine blaue Strich-Punkt-Linie die supraglaziale Eisscheide zwischen den Gletscherarealen des Jutulstraumen-Pencksökke-Systems und des Schyttbreen. Die als gerissene grüne Linie eingezeichnete Gleichgewichtslinie markiert die Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationsgebieten an der Oberfläche der Glaziosphäre. Die grüne Farbe wurde gewählt, da die Lage dieser Nulllinie des Massenhaushalts in der Trockenschneezone im wesentlichen von den Windverhältnissen bestimmt wird (s. Abschn. 2.2.2.2).

Sämtliche Angaben zu bekannten Eisdickenmessungen und zu Bewegungsmessungen an Gletscherpegeln sind in blau dargestellt. Die Lage von 1950/51 gegrabenen Schneeschächten wird durch ein grünes Symbol markiert.

6) Topographie

Die topographische Kartengrundlage bzw. der Kartenhintergrund besteht im Bereich der unvergletscherten Areale aus dunkelgrauen Höhenlinien und schwarzen Höhenpunkten. An der Oberfläche der Glaziosphäre erscheinen die Höhenlinien und -punkte in hellblau.

Die angegebenen Höhen beziehen sich auf die 1984/85 im westlichen Borgmassivet durchgeführten terrestrischen Triangulationen und Doppler-Satellitenbeobachtungen. Aus den Satellitenbeobachtungen ergibt sich gegenüber den barometrischen Höhen der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Antarktisexpedition (NBSAE) 1949-52 ein Höhenunterschied von etwa + 23,4 m. Bei den aus dem norwegischen Kartenwerk DRONNING MAUD LAND 1:250 000 (Blatt F6) übernommenen Höhenpunkten (in der Karte in Klammern angegeben) wurden 23 m (bei trigonometrischen Punkten der NBSAE) bzw. 25 m (bei photogrammetrischen Punkten der NBSAE) addiert weitere Angaben siehe Legende).

Bestandteile der topographischen Kartengrundlage sind außerdem das Kartennetz und die aus der Karte DRONNING MAUD LAND 1:250 000 (Blatt F6) übernommenen geographischen Namen.

5 BEISPIELE UND VORSCHLÄGE ZUR INHALTLICHEN UND GRAPHISCHEN GESTALTUNG GROßMAßSTÄBIGER TOPOGRAPHISCHER KARTEN VERGLETSCHERTER GEBIRGSREGIONEN

Wie im Abschnitt 4.1.1 dargelegt, können Luftbildkarten herkömmliche topographische Karten vor allem dann nicht ersetzen, wenn Kartengrundlagen für thematische Detailkarten mit flächendeckenden Eintragungen benötigt werden. Dies gilt insbesondere unter den schwierigen Beleuchtungsverhältnissen in den vergletscherten Gebirgsregionen der Polargebiete.

Für die Erstellung topographischer Karten der Antarktis wurden von der SCAR Working Group on Geodesy and Cartography (1980) "Standard Symbols for Use on Maps of Antarctica" vorgeschlagen. Die darin vorgeschlagenen Darstellungsmittel, die für eine sehr große Maßstabspanne ausgelegt sind, erlauben jedoch keine detaillierte Geländedarstellung großmaßstäbiger topographischer Karten. Wie vielgestaltig die Gebirgs- und Gletscherdarstellung in topographischen Karten in mit der Antarktis vergleichbaren polaren und alpinen Regionen sein kann, wird deshalb zunächst an einigen Kartenbeispielen verdeutlicht (s. Abschn. 5.1). Abschließend folgen einige Vorschläge zur inhaltlichen und graphischen Gestaltung großmaßstäbiger topographischer Antarktiskarten (s. Abschn. 5.2).

5.1 Beispiele für großmaßstäbige topographische Karten polarer und alpiner Gebirgsregionen

Von den wenigen großmaßstäbigen Karten aus der Antarktis wurden z.B. die 1981 erschienenen Karten einer japanischen Kartenserie der Yamato Mountains 1:25 000 (GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE 1981) nach den SCAR-Vorschlägen (SCAR 1980) gestaltet. Über äquidistante 10 m-Höhenlinien in braun (für sog. eisfreie Gebiete) und blau (für Eis- oder Schneeflächen) wird zwar eine gute Scharungsplastik erzeugt, wegen des Verzichts auf graphische Zusätze (wie Kantensignaturen) kommen die charakteristischen linearen Reliefelemente der abgebildeten Nunataklandschaft jedoch kaum zum Ausdruck. Die mit braunen Höhenlinien dargestellten sog. eisfreien Gebiete sind zusätzlich mit einem hellbraunen Flächenton unterlegt, die Eis- oder Schneeflächen entsprechend mit einem hellblauen Flächenton. Zur Kennzeichnung der Moränenareale, einschl. der von Eis unterlagerten, dienen außer einem hellbraunen Flächenton und braunen Höhenlinien ein schematisches braunes Punktraster.

Eine stärker differenzierte Gelände- und Gletscherdarstellung zeigt die belgische Antarktiskarte der "Belgica Mountains" im Maßstab 1:25 000 (INSTITUT GÉOGRAPHIQUE MILITAIRE 1963). In dieser Karte, in der der Höhenlinienabstand 20 m beträgt, werden auch grundrißfähige Einzelformen (Moränenrücken, Geländekanten und Gletscherspalten) graphisch hervorgehoben. An der Oberfläche der vergletscherten Areale werden folgende Gebiete getrennt dargestellt: Blankeis, teilweise schneebedecktes Eis, Schnee und Akkumulationsgebiete von Schnee.

Als die wahrscheinlich ersten großmaßstäbigen topographischen Antarktiskarten, sind auch die beiden von v.GRUBER (1942) bearbeiteten Karten 1:50 000 des Wohlthatmassivs, im östlichen Neuschwabenland, zu erwähnen. Diese in 5 Farben gedruckten Karten sind das Ergebnis einer photogrammetrischen Auswertung von Schrägluftbildern der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39.

Unter den zahlreichen topographischen Karten polarer und vor allem alpiner Regionen, fallen drei kanadische Karten wegen ihrer detaillierten Geländedarstellung auf. Mit der 1962 erschienenen Karte "Thompson Glacier Region, Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada", 1:50 000 (McKORTEL 1963), sollte nach MÜLLER (1963) eine topographische Kartengrundlage geschaffen werden, die den vielfältigen Anforderungen der verschiedenen im Arbeitsgebiet der McGill Arctic Research Expedition tätigen Geowissenschaftler gerecht wird. Daß dieses Ziel erreicht wurde, zeigt z.B. die bereits erwähnte geomorphologische Karte von JÖLY (1973). Der Höhenlinienplan (Äquidistanz 25 m) der 8-farbig topographischen Karte besteht aus drei Farben (hellblau für Gletscher und perennierenden Schnee, braun für bewachsenen Boden, grau für Schutt, Moräne und Fels), die im felsigen Steilrelief durch eine Felszeichnung in schwarz ergänzt wird.

Ein weiteres Kartenblatt mit Versuchscharakter stellt auch die 1981 erschienene 10-farbige Karte "Columbia Icefield, British Columbia, Alberta", 1:50 000, Äquidistanz 20 m, dar (OMMANNEY 1986). Sehr differenziert und graphisch gut herausgearbeitet sind vor allem die Gletscheroberflächen sowie die Fels- und Schuttregion. Die sehr große Informationsfülle dieser topographischen Karte bietet allerdings nur noch wenig Raum für weitere thematische Eintragungen.

Ein Vorläufer der Columbia Icefield-Karte ist das 1975 erschienene Blatt "Peyto Glacier, Alberta, 1:10 000", Äquidistanz 10 m (HENOCH & CROIZET 1976). Bemerkenswert ist bei dieser 8-farbig topographischen (Gletscher-)Karte die Hervorhebung der moränenbedeckten Areale im Umfeld des Gletschers und auf dem Eis mittels einer eigenen Farbe (ocker), wodurch sich diese Areale deutlich von den in dunkelgrau dargestellten Schutthängen unterscheiden.

In den Alpen, wo die topographische Gebirgskartographie ihre längste Tradition hat, wurden zahlreiche Methoden der Gelände- und Gletscherdarstellung entwickelt. Hier sei nur an die vor allem unter IMHOF (1965) bis zur Vollendung entwickelte sog. Schweizer Manier erinnert, sowie an die im Rahmen der Alpenvereinskartographie entstandenen Methoden (KINZL 1972; BRANDSTÄTTER 1974). Die wichtigsten Methoden der Hochgebirgskartographie sind auch in den alpinen Beispielen der Kartenproben des Arbeitskreises "Topographisch-Geomorphologische Kartenproben 1:25 000" vorgestellt worden (LOUIS & HOFMANN 1974). Dieser Arbeitskreis hatte vor allem eine Verbesserung der Geländedarstellung in topographischen Karten zum Ziel.

Unter den verschiedenen Methoden der Gebirgskartographie ist insbesondere die von BRANDSTÄTTER (1983) entwickelte Manier zur Gestaltung topographischer Karten von Interesse, da dabei das photogrammetrische Meßergebnis (der Höhenlinienplan) auch im Steilrelief weitgehend erhalten bleibt und auf eine aufwendige künstlerische Felszeichnung verzichtet wird (s. u.).

Die Qualitäten von entsprechend gestalteten Karten als Kartierunterlage hat FISCHER (1984: 52) betont. Er lobt die bei der geomorphologischen Aufnahme des Blattes Königssee benutzte Alpenvereinskarte 10/1 "Steinernes Meer" (BRANDSTÄTTER 1969) als eine "allen anderen kartographischen Erzeugnissen überlegene Gebirgsdarstellung". Von BRANDSTÄTTER liegen zahlreiche Anwendungsbeispiele für topographische Karten in den Maßstäben 1:50 000 bis 1:10 000 vor (u. a. BRANDSTÄTTER 1967, 1968, 1969; BRANDSTÄTTER, L. & G. 1977). Die Benutzung für die Darstellung von Gletscheroberflächen (BRUNNER 1977: 33) und für Felszeichnungsversuche in Orthophotos (PILLWIZER 1976, 1977a) zeigt die Vielseitigkeit dieser Kartiermethode.

Die Grundzüge der "Methode BRANDSTÄTTER" sind wie folgt zu skizzieren: Wichtigstes Mittel der Geländedarstellung ist das Höhenlinienbild einer photogrammetrischen Luftbilddarstellung. Mit Hilfe dieser äquidistanten Höhenlinien wird bei einem geeigneten Abstand eine **Scharungsplastik** erzeugt. Wo dieses Darstellungsmittel im Felsgelände nicht ausreicht, setzt die topographisch-kartographische Bearbeitung an. Bei diesen zur Klärung des Höhenlinienbildes benutzten zusätzlichen Kartenzeichen handelt es sich um eine sog. **korrelative Zeichnung**. Die sich in Steilwänden berührenden Höhenlinien werden durch eine feine Schraffur ersetzt, den sog. Scharungsersatz. Das unruhige Höhenlinienbild im schroffen Fels mit seinen Wendungen, Knicken und Sprüngen wird mit Hilfe von Kantenlinien geklärt. Die sog. Kantenzeichnung besteht aus variablen Linien, mit und ohne schraffierte Zusätze. Im Fels- und Schuttgelände dient schließlich noch eine sog. Gefügezeichnung der Veranschaulichung der Oberflächenbeschaffenheit und der Gesteinsstruktur. Die linearen Kartenzeichen werden im "Felsömland" schwarz und in den Gletschergebieten blau dargestellt; im "begrüntem Bergland" erscheinen die Höhenlinien und die Kantenzeichnung in braun.

Zur Gletscherkartierung, einschließlich der Kartierung der Schneedecke, liegen mehrere Vorschläge und Beispiele vor, unter anderem von BLACHUT & MÜLLER (1966), KASSER & ROETHLISBERGER (1966), UNESCO/IASH/WMO (1970), H. u. W. SLUPETZKY (1972), BRUNNER (1977) und PATZELT (1986). Die kartographische Darstellung von Gletscheroberflächen erfolgt meist im Maßstab 1:10 000. Eine Illustration, wie differenziert die Gletscherdarstellung auch in topographischen Karten kleinerer Maßstäbe sein kann, bieten die oben erwähnten Karten der Thompson Glacier Region und des Columbia Icefield im Maßstab 1:50 000.

5.2 Vorschläge zur inhaltlichen und graphischen Gestaltung großmaßstäbiger topographischer Antarktiskarten

Mit den unten skizzierten Vorschlägen wird eine, gegenüber den "Standard Symbols for Use on Maps of Antarctica" für "Continental Features" in der SCAR-Kartieranleitung (SCAR 1980), detailliertere Gebirgs- und Gletscherdarstellung in großmaßstäbigen (Maßstab 1:50 000 und größer) topographischen Antarktiskarten angestrebt. Die Herstellung entsprechender Karten setzt das Vorhandensein einer Höhenliniendarstellung und von Orthophotos als Kartierunterlagen voraus. Mit diesen lassen sich die topographischen Karteninhalte relativ leicht durch Hochzeichnen kartieren (z.B. PILLEWIZER 1977b). Beabsichtigt ist die Gestaltung einer übersichtlich gegliederten und nicht durch zu viele Kartenzeichen überlasteten topographischen Karte, die bei der thematischen Kartierung die Geländeaufnahme erleichtert und die sich als Kartenhintergrund eignet.

Zur Umsetzung dieser Vorstellungen eignen sich vor allem die von L. BRANDSTÄTTER (1983) entwickelten Darstellungsmittel (s. Abschn. 5.1). Die folgenden Vorschläge zur Gebirgs- und Gletscherdarstellung in topographischen Antarktiskarten orientieren sich in Grundzügen an dieser Kartiermethode.

Das Hauptdarstellungsmittel der **Oberflächenformen** bildet eine durch äquidistante Höhenlinien erzeugte Scharungsplastik. BRANDSTÄTTER (1983: 89) schlägt für die Maßstäbe 1:25 000 und 1:50 000 einen Höhenlinienabstand von 20 bzw. 25 m vor; Abstand der Zähllinien 100 m. Grundrißfähige Kanten und Kleinformen werden durch eine sog. korrelative Zeichnung hervorgehoben, die das mehrfarbige Höhenlinienbild ergänzt oder klärt. Die korrelative Zeichnung besteht aus einem Scharungsersatz im Steilraum, aus einer

Gefüge- oder Strukturzeichnung und vor allem aus Kantenlinien, die zur Markierung von Stufen, Graten und Kerben dienen. Auf weitere morphographische Darstellungsmittel wie Felszeichnung und Schummerung wird verzichtet. Beide sind zu aufwendig in der Herstellung, und bei der Schummerung besteht die Gefahr, daß sie thematische Farbüberdrucke störend beeinflußt.

Die Wiedergabe der Kartenzeichen erfolgt in Abhängigkeit vom **Material** bzw. von der **Beschaffenheit der Oberflächen** in verschiedenen Farben. Die übergeordneten Einheiten bilden einerseits die unvergletscherten Areale und andererseits die Gletscheroberflächen. Die Abgrenzung zwischen beiden Bereichen kann aber dort schwierig sein, wo supraglazialer Moränenschutt an ältere, nicht mehr von Eis unterlagerte Moränenareale grenzt.

Die Ausdehnung der unvergletscherten Areale, d.h. des Fels- und Schuttgeländes sowie der nicht von Eis unterlagerten Moränen, verdeutlicht ein hellgrauer Flächenton (wie z.B. in der im Abschn. 5.1 erwähnten Karte "Thompson Glacier Region,..."). Als gemeinsames Darstellungsmittel sämtlicher Gletscheroberflächen (aus Schnee, Firn oder Eis bestehende Oberflächen einschl. der von Eis unterlagerten Moränenareale) dienen blaue Höhenlinien.

Im Bereich der unvergletscherten Areale wird das Felsgelände durch schwarze Höhenlinien und eine korrelative Zeichnung (einschl. Begrenzungs-signatur) in schwarz wiedergegeben. Zur Darstellung der Schuttareale (Schuttfelder und -hänge sowie der nicht von Eis unterlagerte Moränenschutt) dienen dunkelgraue Höhenlinien. Innerhalb der Schuttareale sollten außerdem die aktiven Sturzhalden und -kegel durch eine zusätzliche dunkelgraue Schuttpunktierung hervorgehoben werden.

Die Topographie sämtlicher Moränenareale (mit und ohne Eisunterlage) wird mit Hilfe einer orientierten dunkelgrauen Schuttzeichnung wiedergegeben.

Im Bereich der Glaziosphäre werden die Ablationsgebiete, die aus Firn und Gletschereis (teilweise von supraglazialen Schutt bedeckt) bestehen, durch ein hellblaues Punktraster gegenüber den schneebedeckten Akkumulationsgebieten (in weiß) betont (s. z.B. Karte "Belgica Mountains"). Gletscherbereiche mit einer bedeutenden Triebsschneeanhäufung sollten durch ein blaues Punktraster markiert werden. Die Kartierung der größeren Oberflächenformen der Schneedecke (Sastrugi und Schneedünen) erfolgt mit Hilfe von blauen, die formende Windrichtung anzeigenden Symbolen. Zur Darstellung von Schmelzwasseransammlungen und -rinnen dienen blaue Flächen bzw. Linien.

Die grundrißfähigen linearen Strukturen der Gletscheroberflächen (Spalten, Abbruchkanten, Wächten usw.) werden soweit möglich durch eine korrelative Zeichnung in blau wiedergegeben. Für Gletscherbrüche, Lawinenkegel und sonstige gestörte Oberflächen der Glaziosphäre wird eine blaue Strukturzeichnung oder ein geeignetes Raster benutzt.

Bei der kartographischen Wiedergabe von Gletscheroberflächen ist unbedingt auf die Angabe des **Zeitpunktes der Geländeaufnahme** (Befliegung usw.) zu achten.

6 LITERATURVERZEICHNIS

- ADAMSON, D. & PICKARD, J. (1983): Late Quaternary ice movement across the Vestfold Hills, East Antarctica. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: Antarctic Earth Science: 465 - 469; Cambridge.
- AGETA, Y. (1972): Some aspects of ablation of sastrugi and drifts in the area subjected to katabatic winds in Antarctica. - Antarctic Rec., 43: 8 - 19; Tokyo.
- ALLISON, I., YOUNG, N.W. & MEDHURST, T. (1985): On re-assessment of the mass balance of the Lambert Glacier drainage basin, Antarctica. - J. Glaciol., 31 (109): 378 - 381; Cambridge.
- ARMSTRONG, T., ROBERTS, B. & SWITHINBANK, C. (1973): Illustrated glossary of snow and ice. - Scott Polar Research Institute, Spec. Publ. No. 4, 2nd ed.: 60 S., 79 Abb.; Cambridge.
- ATLAS ANTARKTIKI, VOL. I. - Main Administration of Geodesy and Cartography, Ministry of Geology USSR; Moscow 1966.
- AUTENBOER, T. VAN (1964): The geomorphology and glacial geology of the Sor-Rondane, Dronning Maud Land. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology: 81 - 103; Amsterdam.
- AUTENBOER, T. VAN & DECLEIR, H. (1972): Ice thickness and subglacial relief of the Jølbartisen-Trolltunga area, Dronning Maud Land. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology and Geophysics: 713 - 722; Oslo.
- BARDIN, V.I. (1966): Mountains of the central part of the Queen Maud Land. - Results of the researches on the program of the International Geophysical Year, 15: 111 S.; Moscow (Nauka). - [Russ. mit engl. Zusammenfassung - Beilage: Geomorphologische Übersichtskarte 1 : 1 000 000]
- BARDIN, V.I. (1972): Moraines of Antarctica. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology and Geophysics: 663 - 667; Oslo.
- BARDIN, V.I. (1982): Composition of East Antarctic moraines and some problems of Cenozoic history. - In: CRADDOCK, C. [ed.]: Antarctic Geoscience: 1069 - 1076; Madison.
- BARDIN, V.I. & KONOPLEVA, V.I. (1975): On the weathering processes 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 (Amerind).
- BARDIN, V.I. & SUDAKOVA, N.G. (1975): Antarctic "loess". - In: BUGAEV, V.A. [ed.]: The Antarctic Committee Reports 1969: 143 - 153; New Delhi (Amerind).
- BARNARD, H.P. (1975): Radio echo sounding in western Dronning Maud Land, 1974. - S. Afr. J. Antarct. Res., 5: 37 - 41; Pretoria.
- BARSCHE, D. (1981): Studien zur gegenwärtigen Geomorphodynamik im Bereich der Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger geogr. Arb., 69: 123 - 161; Heidelberg.

- BARSCH, D. (1986): Probleme der Abgrenzung der periglazialen Höhenstufe in semi-ariden Hochgebirgen am Beispiel der mendozinischen Anden (Argentinien). - *Geoökodynamik*, 7: 215 - 228; Darmstadt.
- BARSCH, D., BLÜMEL, W.-D., FLÜGEL, W.-A., MÄUSBACHER, R., STÄBLEIN, G. & ZICK, W. (1985): Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel, Südshetlandinseln/Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis; Bericht über die Kampagne 1983/84. - *Ber. z. Polarforsch.*, 24: 75 S.; Bremerhaven.
- BARTON JR., J.M. & COPPERTHWAIT, Y.E. (1983): Sr-isotopic studies of some intrusive rocks in the Ahlmann Ridge and Annandagstoppane, western Queen Maud Land, Antarctica. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: *Antarctic Earth Science*: 59 - 62; Cambridge.
- BENSON, C.S. (1961): Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. - *Folia Geographica Danica*, 9: 13 - 37; København.
- BENTLEY, C.R., CAMERON, R.L., BULL, C., KOJIMA, K. & GOW, A.J. (1964): Physical characteristics of the Antarctic ice sheet. - In: *Antarctic Map Folio Series*, 2: 10 S., 10 Taf.; New York (American Geographical Society).
- BERG, T.E. & BLACK, R.F. (1966): Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. - In: TEDROW, J.C.F. [ed.]: *Antarctic Soils and Soil Forming Processes*; *Antarctic Res. Ser.*, 8: 61 - 108; Washington.
- BICHSEL, A. & MENET, E. (1980): Orthophotokarten Allalingletscher, Massstab 1 : 10 000. - *Kartogr. Dipl.-Arbeit*, Inst. f. Kartographie ETH Zürich.
- BISHOP, B.C. (1957): Shear moraines in the Thule area, northwest Greenland. - U.S. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment [SIPRE], *Research Rep.* 17.
- BLACHUT, T.J. & MÜLLER, F. (1966): Some fundamental considerations on glacier mapping. - *Canad. J. of Earth Sciences*, 3 (6): 747 - 759.
- BMFT (1986): Antarktischforschungsprogramm der Bundesrepublik Deutschland. - Der Bundesminister für Forschung und Technologie [Hrsg.]: 116 S.; Bonn - [4., redigierte Auflage]
- BOCKHEIM, J.G. (1983): Use of soils in studying the behaviour of the McMurdo ice dome. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: *Antarctic Earth Science*: 457 - 460; Cambridge.
- BOULTON, G.S. (1970): On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. - *J. Glaciol.*, 9 (56): 213 - 229; Cambridge.
- BOULTON, G.S. (1972): The role of thermal régime in glacial sedimentation. - In: PRICE, R.J. & SUGDEN, D.E. [eds.]: *Polar Geomorphology*, *Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ. No.* 4: 1 - 19; London.
- BOULTON, G.S. (1974): Processes and patterns of glacial erosion. - In: COATES, D.R. [ed.]: *Glacial Geomorphology*: 41 - 87; London - [The

'Binghamton' symposia in geomorphology: international series, no. 5; 2. Aufl. 1982]

- BOULTON, G.S. (1979): Processes of glacier erosion on different substrata. - *J. Glaciol.*, **23** (89): 15 - 38; Cambridge.
- BOULTON, G.S. (1983): Debris and isotopic sequences in basal layers of polar ice sheets. - In: ROBIN, G. DE Q. [ed.]: *The climatic record in polar ice sheets*: 83 - 89, 198 - 208; Cambridge.
- BRANDSTÄTTER, L. (1957): Exakte Schichtlinien und topographische Geländedarstellung. - *Österr. Z. f. Vermessungsw.*, Sonderh. 18: 94 S.; Wien.
- BRANDSTÄTTER, L. (1967): Die topographische und kartographische Ausführung der Expeditionskarte Hoch-Semyen 1 : 50 000. - *Z. f. Vermessungswes.*, **92** (4): 125 - 135; Stuttgart.
- BRANDSTÄTTER, L. (1968): Baugerechte Felstdarstellung. - *Bildm. u. Luftbildwes.*, **36** (3): 151 - 162; Karlsruhe.
- BRANDSTÄTTER, L. (1969): Begleitworte des Kartographen zur Alpenvereinskarte "Steinernes Meer". - *Jb. d. Deutschen Alpenvereins* 1969, **94**: 97 - 110; München.
- BRANDSTÄTTER, L. (1974): Zur Problematik und Tradition der Alpenvereinskarten, dargestellt am Beispiel der Hochköniggruppe. - *Internat. Jb. f. Kartographie*, **14**: 47 - 65; Bonn-Bad Godesberg.
- BRANDSTÄTTER, L. (1983): Gebirgskartographie. - In: ARNBERGER, E. [Hrsg.]: *Die Kartographie und ihre Randgebiete (Enzyklopädie)*, Band II: 319 S., 89 Abb., 11 Taf.; Wien (Deuticke).
- BRANDSTÄTTER, L. & G. (1977): Gosaukamm - Dachsteingruppe 1 : 10 000 und 1 : 25 000. Photogrammetrische und kartographische Bearbeitung. - In: ARNBERGER, E. [Hrsg.]: *Forschungen zur Theoretischen Kartographie*, Band 4: 7 - 50, 11 Abb., 2 Karten; Wien.
- BREDELL, J.H. (1973): Ten-metre snow studies at Grunehogna base, western Dronning Maud Land. - *S. Afr. J. Antarct. Res.*, **3**: 16 - 21; Pretoria.
- BREDELL, J.H. (1982): The Precambrian sedimentary-volcanic sequence and associated intrusive rocks of the Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land: a new interpretation. - In: CRADDOCK, C. [ed.]: *Antarctic Geoscience*: 591 - 597; Madison.
- BREITER, K., HEINRICHS, E. & HELL, G. (1981): Orthophotokarte Oobloyah Bay (Ellesmere Island, N.W.T. Canada) 1 : 25 000, Gebiet der Heidelberg-Ellesmere Island Expedition 1978. - *Heidelb. geogr. Arb.*, **69**: Beilage; Heidelberg.
- BRUNK, K. (1985): Landschaftsformen in der Antarktis. Über geomorphologische und kartographische Arbeiten während einer Antarktisexpedition. - *Forschung Frankfurt, Wiss.-mag. J.W.Goethe-Univ. Frankf.*, 2/3: 47 - 51; Frankfurt a.M.
- BRUNK, K. (1986): Kartographische Arbeiten und deutsche Namengebung in Neuschwabenland, Antarktis. Bisherige Arbeiten, Rekonstruktion der

Flugwege der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39 und Neubearbeitung des deutschen Namengutes in Neuschwabenland. - Deutsche Geodätische Kommission, Reihe E, **24**: Teil I: 42 S., 100 Bilder, 117 S. Namenliste, Teil II: 17 Beilagen; Frankfurt a.M. - [Mitt. Nr. 175 des Instituts für Angewandte Geodäsie]

- BRUNK, K. (1987): Die Rekonstruktion der Bildflüge und die Neubearbeitung des Namengutes der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39 in Neuschwabenland, Antarktis. - *Polarforschung*, **57** (3): 191 - 197; Bremerhaven.
- BRUNK, K. & STAIGER, R. (1986): Nachmessungen an Pegeln auf einem Blaeisfeld im Borgmassiv, Neuschwabenland, Antarktis. - *Polarforschung*, **56** (1/2): 23 - 32; Bremerhaven.
- BRUNNER, K. (1976): Orthophotokarten vergletscherter Gebiete. - *Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol.*, **12** (1): 63 - 67; Innsbruck.
- BRUNNER, K. (1977): Darstellung alpiner Gletscher in großmaßstäblichen Karten. - Diss., Techn. Univ. München 1977: 86 S.
- BRUNNER, K. (1980): Zur heutigen Bedeutung von Orthophotokarten. Unter Berücksichtigung von Orthophotokarten vergletscherter Gebiete. - *Bildm. u. Luftbildwes.*, **48**: 151 - 157; Karlsruhe.
- BRUNNER, K. (1986): Großmaßstäbige Gletscherkartierungen in den Alpen. Eine Bibliographie. - *Erdkunde*, **40**: 63 - 67; Bonn.
- BRUNNER, K. (1988): Kartographische Darstellung von Gletschern. - *Geogr. Rdsch.*, **40** (3): 29 - 31; Braunschweig.
- BUDD, W., JENSSEN, D. & RADOK, U. (1970): The basal extent of basal melting in Antarctica. - *Polarforschung*, **39** (1/2): 293 - 306; Münster.
- CALKIN, P. & CAILLEUX, A. (1962): A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica. - *Z. Geomorph. N.F.*, **6**: 317 - 324; Berlin-Stuttgart.
- CALKIN, P.E. & NICHOLS, R.L. (1972): Quaternary studies in Antarctica. In: ADIE, R.J. [ed.]: *Antarctic Geology and Geophysics*: 625 - 643; Oslo.
- CAMPBELL, I.B. & CLARIDGE, G.G.C. (1987): Antarctica: soils, weathering processes, and environment. - *Developments in soil science*, **16**: 368 S.; Amsterdam (Elsevier).
- CHINN, T.J. (1980): Glacier balances in the Dry Valleys area, Victoria Land, Antarctica. - In: *World glacier inventory*. IAHS-AISH Publ., **126**: 237 - 247. - [Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978. International Association of Hydrological Sciences]
- CHRISTENSEN, L. (1939a): Recent reconnaissance flights in the Antarctic. - *Geogr. J.*, **94** (3): 192 - 203; London.
- CHRISTENSEN, L. (1939b): The course of Antarctic exploration between longitudes 20° W. and 110° E.: Notes on the map compiled to accompany

- the paper by Mr. Lars Christensen. - Geogr. J., **94** (3): 204 - 208; London.
- CLARIDGE, G.G.C. & CAMPBELL, I.B. (1982): A comparison between hot and cold desert soils and soil processes. - In: YAALON, D.H. [ed.]: Aridic soils and geomorphic processes, Catena Suppl., 1: 1 - 28; Braunschweig.
- COTTON, C.A. & WILSON, A.T. (1971): Ramp forms that result from weathering and retreat of precipitous slopes. - Z. Geomorph. N.F., **15** (2), 199 - 211; Berlin-Stuttgart.
- DECLAIR, H. & AUTENBOER, T. VAN (1982): Gravity and magnetic anomalies across Jutulstraumen, a major geologic feature in western Dronning Maud Land. - In: CRADDOCK, C. [ed.]: Antarctic Geoscience: 941 - 948; Madison.
- DERBYSHIRE, E. (1972): Tors, rock weathering and climate in southern Victoria Land, Antarctica. - In: PRICE, R.J. & SUGDEN, D.E. [eds.]: Polar Geomorphology, Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ. No. **4**: 93 - 105; London.
- DERBYSHIRE, E. & PETERSON, J.A. (1978): A photo-geomorphic map of the Mt. Menzies nunatak, Prince Charles Mountains, Australian Antarctic Territory. - Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., **14** (1): 17 - 26; Innsbruck.
- DIETRICH, R.V. (1977a): Wind erosion by snow. - J. Glaciol., **18** (78): 148 - 149; Cambridge.
- DIETRICH, R.V. (1977b): Impact abrasion of harder by softer materials. - J. Geol., **85**: 242 - 246; Chicago.
- EICHLER, H. (1981): Gesteinstemperaturen und Insulationsverwitterung im hocharktischen Bereich, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. - Heidelberger geogr. Arb., **69**: 441 - 464; Heidelberg.
- ELLIOT, D.H. (1972): Aspects of Antarctic geology and drift reconstructions. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology and Geophysics: 849 - 858; Oslo.
- ELVERHØI, A. (1981): Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea. - Nature **293**: 641 - 642; London.
- EMBLETON, C. & KING, C.A.M. (1975): Glacial Geomorphology. - 2nd ed. 1: 583 S.; London (Arnold).
- FEIGELSON, E.M. (1984): Radiation in a cloudy atmosphere. - Dordrecht (D. Reidel). - [Atmospheric sciences library]
- FIENNES, R. (1983): To the ends of the earth. The Transglobe Expedition (1979/82). - New York (Arbor House).
- FINSTERWALDER, R. (1972): Begleitworte zur Karte des Vernagtferners 1 : 10 000 vom Jahre 1969. - Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., **8** (1/2): 5 - 10; Innsbruck.

- FISCHER, K. (1984): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 16, 8443 Königssee. - GMK Schwerpunktprogramm, 58 S.; Berlin.
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in der Vergangenheit und Zukunft. - Erträge der Forschung, Bd. 220: 228 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- FRAKES, L.A. (1978): Cenozoic climates: Antarctica and the Southern Ocean. - In: PITTOCK, A.B., FRAKES, L.A., JENSSEN, D., PETERSON, J.A. & ZILLMAN, J.W. [eds.]: Climatic Change and Variability. A Southern Perspective: 53 - 69, 376 - 426; Cambridge (University Press).
- FRISTRUP, B. (1953): Winderosion within the Arctic Deserts. - Geografisk Tidsskrift, 52: 51 - 65.
- FUJII, Y. & AGETA, Y. (1988): Distribution of surface features and surface mass balance of ice sheet, east Queen Maud Land, Antarctica. - Ann. Glaciol., 11: 219; Cambridge. - [Abstract]
- GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE (1981): Yamato Mountains 1 : 25 000. - Ministry of Construction; Tokyo. - [Topographische Karte]
- GEORGI, J. (1951): Zur Frage der Namengebung in der Antarktis. - Peterm. Geogr. Mitt., 95 (2): 81 - 88.
- GEORGI, J. (1952): Zur Frage der Namengebung in der Antarktis (Ergänzung und Berichtigung). - Peterm. Geogr. Mitt., 95 (3): 186 - 187.
- GIÆVER, J. (1954): The white desert. The official account of the Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition. - 304 S.; London (Chatto & Windus).
- GIÆVER, J. & SCHYTT, V. (1963): General report of the Expedition. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. 6 (Part 3): 41 S., 2 Karten; Oslo (Norsk Polarinstitut).
- GJESSING, Y.T. (1972): Mass transport of Jutulstraumen ice stream in Dronning Maud Land. - Norsk Polarinstitut Årbok 1970: 227 - 232; Oslo.
- GRIKUROV, G.E. (1982): Structure of Antarctica and outline of its evolution. - In: CRADDOCK, C. [ed.]: Antarctic Geoscience: 791 - 804; Madison.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - Ber. z. Polarforsch., 27: 121 S; Bremerhaven.
- GRUBER, O. VON (1942): Das Wohlthat-Massiv im Kartenbild. - In: RITSCHER, A. [Hrsg.]: Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, Bd. 1: 157 - 230 (Textteil), Tafeln 29 - 48 u. Karten 1 - 3 (Bilder- und Kartenteil); Leipzig (Koehler & Amelang).
- HAGEDORN, J. (1970): Zum Problem der Glatthänge. - Z. Geomorph. N.F., 14 (1): 103 - 113; Berlin-Stuttgart.

- HARRIS, C., MARSH, J.S., ERLANK, A.J. & DUNCAN, A.R. (1987): Jurassic basalts of Dronning Maud Land and their significance for Gondwanaland reconstruction. - 5th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Cambridge August 1987: 62. - [Abstract]
- HAYS, J.D. (1978): A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic seas. - In: ZINDEREN BAKKER, E.M.VAN [ed.]: Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments: 57 - 71; Rotterdam (Balkema).
- HENOCH, W.E.S. & CROIZET, J.L. (1976): The Peyto Glacier map/ a three-dimensional depiction of mountain relief. - Canadian Cartographer, 13 (1): 69 - 86.
- HERTERICH, K. (1988): A three-dimensional model of the Antarctic ice sheet. - Ann. Glaciol., 11: 32 - 35; Cambridge.
- HIRAKAWA, K., ONO, Y., HAYASHI, M., MASAMU, A., IWATA, S., FUJIWARA, K., MORIWAKI, K. & YOSHIDA, Y. (1984): Antarctic geomorphological map of Langhovde. Explanatory text. - Spec. Map Ser. Nat. Inst. Polar Res., 1: 63 S.; Tokyo. - [Geomorph. Karte 1 : 25 000]
- HISDAL, V. (1958): Meteorology I: Surface observations. B. Wind. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. 1 (2B): 65 - 122; Oslo (Norsk Polarinstitut).
- HOFMANN, J. & WEBER, W. (1983): A Gondwana reconstruction between Antarctica and South Africa. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: Antarctic Earth Science: 584 - 589; Cambridge.
- HOLDSWORTH, G. (1974): Merserve Glacier, Wright Valley, Antarctica: part I. Basal processes. - Inst. of Polar Studies, Ohio State University, Rep. 37; Columbus, Ohio.
- HOLDSWORTH, G. & BULL, C. (1970): The flow law of cold ice; investigations on Merserve Glacier, Antarctica. - In: GOW, A.J. et al. [eds.]: International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE), IAHS Publ., 86: 204 - 216.
- HÖLLERMANN, P. (1983): Verbreitung und Typisierung von Glatthängen. - Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-physikal. Kl., 3. F., 35: 241 - 260; Göttingen.
- HOLLIN, J.T. (1962): On the glacial history of Antarctica. - J. Glaciol., 4 (32): 173 - 195; Cambridge.
- HOLLIN, J.T. (1980): Climate and sea level in isotope stage 5: an East Antarctic ice surge at ~95,000 BP? - Nature, 283: 629 - 633; London.
- HOOKE, R. LE B. (1968): Comments on "The formation of moraines: an example from south Victoria Land, Antarctica. - J. Glaciol., 4 (50): 351 - 352; Cambridge.
- HOOKE, R. LE B. (1970): Morphology of the ice-sheet margin near Thule, Greenland. - J. Glaciol., 9 (57): 303 - 324; Cambridge.

- HUGHES, T.J. (1981): Numerical reconstructions of paleo-ice sheets. - In: DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. [eds.]: The last great ice sheets: 221 - 261; New York (J. Wiley & Sons).
- HUGHES, T.J., DENTON, G.H., ANDERSEN, B.G., SCHILLING, D.H., FASTOOK, J.L. & LINGLE, C.S. (1981): The last great ice sheets: a global view. - In: DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. [eds.]: The last great ice sheets: 263 - 317; New York (J. Wiley & Sons).
- INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEODÄSIE (1982): Neuschwabenland 1982 1 : 3 000 000. - Antarktis Satellitenbildkarte (NOAA-7 AVHRR); Frankfurt a. M.
- INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEODÄSIE (1988): Ritscherhochland 1 : 1 000 000 (SS 28-30). - Satellitenbildkarte (LANDSAT MSS) (2. Ausgabe); Frankfurt a.M. - [1. (vorläufige) Ausgabe 1986]
- INSTITUT GÉOGRAPHIQUE MILITAIRE (1963): Belgica Mountains 1 : 25 000. - Bruxelles. - [Topographische Karte]
- IMHOF, E. (1965): Kartographische Geländedarstellung. - 425 S.; Berlin (W. de Gruyter).
- IWATA, S., HAYASHI, M., HIRAKAWA, K., ONO, Y., MORIWAKI, K. & YOSHIDA, Y. (1986): Antarctic geomorphological map of Mount Tyô, Yamato Mountains. Explanatory text. - Spec. Map Ser. Nat. Inst. Polar Res., 2: 17 S.; Tokyo. - [Geomorph. Karte 1 : 25 000 und Overlay]
- JAHN, A. (1983): Periglaziale Schutthänge. Geomorphologische Studien in Spitzbergen und Nord-Skandinavien. - Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-physikal. Kl., 3. F., 35: 182 - 198; Göttingen.
- JAMES, P.R. & TINGEY, R.J. (1983): The Precambrian geological evolution of the East Antarctic metamorphic shield: a review. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: Antarctic Earth Science: 5 - 10; Cambridge.
- JIRESCH, E. (1982a): Orthophotokarten von Gletschergebieten. - Geowiss. Mitt., 20: 9 - 39, 2 Luftbildkarten; Wien.
- JIRESCH, E. (1982b): Die geodätischen und kartographischen Arbeiten am Untersulzbachkees (Venedigergruppe) von 1974 bis 1982. - Geowiss. Mitt., 21: 67 - 112; Wien.
- JOLY, M. (1973): Carte géomorphologique d'Axel-Heiberg (hors texte). - Bull. Assoc. Géogr. Franç., 411-412: 659 - 661; Paris. - [Geomorph. Karte 1 : 50 000]
- KADMINA, I.N., KURININ, R.G., MASOLOV, V.N. & GRIKUROV, G.E. (1983): Antarctic crustal structure from geophysical evidence: a review. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: Antarctic Earth Science: 498 - 502; Cambridge.
- KAISER, K. (1970): Über Konvergenzformen arider und "periglazialer" Oberflächenformung - und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. - Abh. 1. Geogr. Inst. FU Berlin, 13: 147 - 188; Berlin.

- KAISER, K. (1972): Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche. - Berl. Geogr. Abh., **16**: 49 - 80; Berlin. - [Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti III]
- KAMENEV, E.N. & IVANOV, V.L. (1983): Structure and outline of geologic history of the southern Weddell Sea Basin. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.]: Antarctic Earth Science: 194 - 196; Cambridge.
- KARRASCH, H. (1974): Hangglättung und Kryoplanation an Beispielen aus den Alpen und kanadischen Rocky Mountains. - Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-physikal. Kl., 3. F., **29**: 287 - 300; Göttingen.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. - Bochumer Geogr. Arb., **35**; Paderborn.
- KASSER, P. & ROETHLISBERGER, H. (1966): Some problems of glacier mapping experienced with the 1 : 10 000 map of the Aletsch Glacier. - Canad. J. of Earth Sciences, **3** (6): 799 - 809.
- KATZENBERGER, L. (1975): Zur Felsdarstellung in den bayerischen topographischen Karten. - Mitt.-Bl. DVW Landesverein Bayern, **27** (2): 124 - 126; München.
- KAVANAGH, S. (1967): Ice Movement Survey, Mountain Area A, Borgmassivet. - Report SANAE VII: 4 S. - [Unveröff.]
- KENNETT, J.P. (1978): Cainozoic evolution of circumantarctic palaeoceanography. - In: ZINDEREN BAKKER, E.M.VAN [ed.]: Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments: 41 - 56; Rotterdam (Balkema).
- KINZL, H. (1972): Die neuere Alpenvereinskartographie. Bericht über Entwicklung und Leistung. - Internat. Jb. f. Kartographie, **12**: 145 - 167, 5 Taf.; Gütersloh.
- KLEBELSBERG, R. Von (1942): Formen- und gletscherkundliche Auswertung der Lichtbilddaufnahmen. - In: RITSCHER, A. [Hrsg.]: Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, Bd. 1: 126 - 156 (Textteil), Tafeln 1 - 28 u. 49 - 57 (Bilder- und Kartenteil; Leipzig (Koehler & Amelang).
- KOSACK, H.-P. (1951): Eine neue Karte von Antarktika. Übersicht über den Stand der Kartierung des sechsten Erdteils. - Peterm. Geogr. Mitt., **95** (2): 73 - 80, 2 Karten.
- KOSACK, H.-P. (1954a): Die Neubearbeitung der Übersichtskarte des Arbeitsgebietes der Expedition. - Deutsche Antarktische Expedition 1938/39. Wissenschaftliche Ergebnisse, Bd. 2 (1. Lfg.): 1 - 15, Karte Neu-Schwabenland 1 : 1 500 000; Hamburg ("Mundus").
- KOSACK, H.-P. (1954b): Zur Vierblattkarte der Antarktis in 1:4 Millionen. - Peterm. Geogr. Mitt., **98** (2): 81 - 85.
- KRUCHININ, J.A. (1965): Experience of classification of the forms of microrelief of the Antarctic Continent snow surface (on the example of Lazarev ice shelf). - Inst. of Geogr. of the Acad. of Sciences of

- the USSR, Data of Glaciological Studies, 11: 62 - 63; Moscow. - [Russ.]
- LAPRADE, K.E. (1984): Climate, geomorphology, and glaciology of the Shackleton Glacier area, Queen Maud Mountains, Transantarctic Mountains, Antarctica. - Antarctic Res. Ser., 36 (9): 163 - 196; Washington (American Geophysical Union).
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. [Hrsg.] (1975): Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1 : 25 000. 2. veränderte Auflage. - Berl. Geogr. Abh., Sonderheft: 38 S.; Berlin.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (1979): GMK-Schwerpunktprogramm der DFG. GMK 25-Legende/ 4. Fassung. - Geogr. Taschenbuch 1979/80: 115 - 134; Wiesbaden.
- LILJEQUIST, G.H. (1957): Energy exchange of an Antarctic snow-field. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. 2 (Part 1); Oslo (Norsk Polarinstitut).
- LINGLE, C.S. & CLARK, J.A. (1979): Antarctic ice-sheet volume at 18 000 years B.P. and Holocene sea-level changes at the West Antarctic margin. - J. Glaciol., 24 (90): 213 - 230; Cambridge.
- LORIOUS, C., RAYNAUD, D., PETIT, J.-R., JOUZEL, J. & MERLIVAT, L. (1984): Late-glacial maximum-Holocene atmospheric and ice-thickness changes from Antarctic ice-core studies. - Ann. Glaciol., 5: 88 - 94; Cambridge.
- LOUIS, H. & HOFMANN, W. (1974): Einführung in das Kartenprobenwerk. - In: HOFMANN, W. & LOUIS, H. [Hrsg.]: Landformen im Kartenbild. Topographisch-Geomorphologische Kartenproben 1 : 25 000: 2 - 13; (Westermann).
- MABBUTT, J.A. (1979): Pavements and patterned ground in the Australian stony deserts. - Stuttg. Geogr. Studien, 93: 107 - 123; Stuttgart.
- MACNAMARA, E.E. (1973): Macro- and microclimates of the Antarctic coastal oasis, Molodezhnaya. - Biuletyn Peryglacjalny, 23: 201 - 236; Lodz.
- MAIN ADMINISTRATION OF GEODESY AND CARTOGRAPHY (1986): Grunehogna 1 : 200 000 (S-30-III,IV), Borga Base 1 : 200 000 (S-30-IX,X). - Moscow - [Sowjet. Satellitenbildkarten]
- MALAN, O.G. & ZYL, A.S. VAN (1979): A digital mosaic of Antarctic Landsat images. - S. Afr. J. Antarct. Res., 9: 32 - 34; Pretoria.
- MARKOV, K.K., BARDIN, V.I., LEBEDEV, V.L., ORLOV, A.I. & SUETOVA, I.A. (1970): The geography of Antarctica. - 370 S., Israel Program for Scientific Translations; Jerusalem. - [Übers. aus d. Russ., 1968]
- MÄUSBACHER, R. (1982): Die Geomorphologische Karte Oobloyah Bay, NWT Kanada, als außereuropäisches Beispielblatt. - Berl. Geogr. Abh., 35: 55 - 62, Orthophotokarte u. Geomorphologische Karte 1 : 25 000 (Beilagen); Berlin.
- MAYEWSKI, P.A. & GOLDTHWAIT, R.P. (1985): Glacial events in the Transantarctic Mountains: a record of the East Antarctic ice sheet. - Antarc-

- tic Res. Ser., 36 (12): 275 - 324; Washington (American Geophysical Union).
- MCINTYRE, N.F. (1985): The dynamics of ice-sheet outlets. - J. Glaciol., 31 (108): 99 - 107; Cambridge.
- MCKORTEL, T.A. (1963): The reproduction of the Thompson Glacier Map. - The Canadian Surveyor, 17 (2): 93 - 95; Ottawa.
- MECKELEIN, W. (1965): Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten. - Erdkunde, 19: 31 - 39; Bonn.
- MECKELEIN, W. (1974): Aride Verwitterung in Polargebieten im Vergleich zum subtropischen Wüstengürtel. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., 20: 178 - 188; Berlin-Stuttgart.
- MECKELEIN, W. (1980): Das Problem der Formenkonvergenz in der Geomorphologie. Einführende Gedanken und Diskussionsschwerpunkte. - Tagungsber. u. wiss. Abh., 42. Deutscher Geographentag 1979, Göttingen: 209 - 211.
- MENSCHING, H. (1977): Bemerkungen zum Problem einer "periglazialen" Höhenstufe in den Gebirgen der Ariden Zone im nördlichen Afrika. - Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-physikal. Kl., 3. F., 31: 290 - 299; Göttingen.
- MENSCHING, H. (1983): Verbreitung und Bedeutung von "periglazialen" Mesformen im Relief der Ariden Zone - Anmerkungen und kritische Bewertung. - Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-physikal., 3. F., 35: 379 - 387; Göttingen.
- MERCER, J.H. (1971): Cold glaciers in the central Transantarctic Mountains, Antarctica: dry ablation areas and subglacial erosion. - J. Glaciol., 10 (59): 319 - 321; Cambridge.
- MERCER, J.H. (1972): Some observations on the glacial geology of the Beardmore Glacier area. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology and Geophysics: 427 - 433; Oslo.
- MERCER, J.H. (1978): Glacial development and temperature trends in the Antarctic and in South America. - In: ZINDEREN BAKKER, E.M. VAN [ed.]: Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments: 73 - 93; Rotterdam (Balkema).
- MIOTKE, F.-D. (1979): Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. - Polarforschung, 49 (2): 117 - 142; Münster.
- MIOTKE, F.-D. (1980): Formungsprozesse in den Dry Valleys (Antarktis), dem Negev und im Sinai - Ähnlichkeiten und Unterschiede. - Tagungsber. u. wiss. Abh., 42. Deutscher Geographentag 1979, Göttingen: 211 - 214.
- MIOTKE, F.-D. (1982): Hangformen und hangformende Prozesse in Süd-Victoria-Land, Antarktis. - Polarforschung, 52 (1/2): 1 - 41; Münster.

- MIOTKE, F.-D. (1985): Die Dünen im Victoria Valley, Victoria-Land, Antarktis. Ein Beitrag zur äolischen Formung im extrem kalten Klima. - Polarforschung, **55** (2): 79 - 125; Bremerhaven.
- MIOTKE, F.-D. & HODENBURG, R. VON (1980): Zur Salzsprengung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis. - Polarforschung, **50** (1/2): 45 - 80; Münster.
- MÜLLER, F. (1962): Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada. - J. Glaciol., **4** (33): 302 - 311; Cambridge.
- MÜLLER, F. (1963): An Arctic research expedition and its reliance on large-scale maps. - The Canadian Surveyor, **17** (2): 96 - 112; Ottawa.
- MÜLLER, F., CAFLISCH, T. & MÜLLER, G. (1977): Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. - Temporary Technical Secretariat (TTS) for World Glacier Inventory, Department of Geography, ETH Zürich: 19 S. u. Appendix.
- NAGEL, G. (1977): Vergleichende Beobachtungen zur periglazialen Hangabtragung in Spitzbergen und Axel Heiberg Island - N.W.T. Kanada. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **28**: 200 - 212; Berlin-Stuttgart.
- NEETHLING, D.C. (1964): The geology of the "Zukkertoppen Nunataks", Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology: 379 - 389; Amsterdam.
- NEETHLING, D.C. (1972a): South African Antarctic earth science programme 1959-1969: solid earth geophysics, oceanography and glaciology. - S. Afr. J. Antarct. Res., **2**: 2 - 15; Pretoria.
- NEETHLING, D.C. (1972b): Age and correlation of the Ritscher Supergroup and other Precambrian rock units, Dronning Maud Land. - In: ADIE, R.J. [ed.]: Antarctic Geology and Geophysics: 547 - 556; Oslo.
- NORSK POLARINSTITUTT (1961/62): Dronning Maud Land 1 : 250 000, Sheet G6 bzw. F6. - Oslo. - [Topographische Übersichtskarten]
- OMMANNEY, C.S.L. (1986): Mapping Canada's glaciers since 1965. - Ann. Glaciol., **8**: 132 - 134; Cambridge.
- ORHEIM, O. (1986): Glaciological research on the Norwegian Antarctic Research Expedition (NARE) 1984/85. - Filchner Ronne Ice Shelf Programme (FRISP), Rep., **3**: 64 - 67; Bremerhaven.
- OTTO, R.V. (1976): Pencksökket Stakeline, Viddalen Stakeline. - Unpubl. Rep. Surveyor SANAE **16**: 154 - 166; Pretoria.
- PATERSON, W.S.B. (1983): Surface profiles of ice sheets. - In: ROBIN, G. DE Q. [ed.]: The climatic record in polar ice sheets: 22 - 25, 198 - 208; Cambridge.
- PATZELT, G. (1986): Gurgler Ferner 1981 1 : 10 000. - Beilage zu: Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., **22** (2); Innsbruck. - [Gletscherkarte]
- PETERS, M., BEHR, H.J., EMMERMANN, R., KOHNEN, H. & WEBER, K. (1986): Alter und geodynamische Stellung der Vulkanitserien im westlichen Neu-

- schwabenland (Antarktika). - Nachr. Dt. Geol. Ges., **35**: 64 - 65; Hannover.
- PILLEWIZER, W. (1976): Felsdarstellung aus Orthophotos. - Geowiss. Mitt., **9**: 45 S. u. Abb.; Wien.
- PILLEWIZER, W. (1977a): Hochgebirgs-Luftbildkarten. - Geowiss. Mitt., **12**: 19 - 29, Beilage: Luftbildkarte GroPvenediger 1 : 10 000; Wien.
- PILLEWIZER, W. (1977b): Hochgebirgskartographie und Orthophototechnik. - In: Beiträge zur Theoretischen Kartographie (Festschr. f. E. Arnberger): 107 - 123, Beilage: Luftbildkarte Untersulzbachkees 1969 (GroPvenediger) 1 : 10 000; Wien (Deuticke).
- PILLEWIZER, W. (1982): Orthophototechnik im Hochgebirge. - Z. f. Vermessungswes., **107** (8): 358 - 367; Stuttgart.
- PITTOCK, A.B., FRAKES, L.A., JENSSEN, D., PETERSON, J.A. & ZILLMAN, J.W. [eds.](1978): Climatic Change and Variability. A Southern Perspective. - Cambridge (University Press).
- RAINS, R.B. & SHAW, J. (1981): Some mechanisms of controlled moraine development, Antarctica. - J. Glaciol., **27** (95); Cambridge.
- RATHJENS, C. (1985): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1 : 100 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 100 Blatt 3, C 8338 Rosenheim. - GMK Schwerpunktprogramm, 69 S.; Berlin.
- RAVICH, M.G. & SOLOVIEV, D.S. (1969): Geology and petrology of the mountains of central Queen Maud Land (Eastern Antarctica). - Israel Program for Scientific Translations; Jerusalem. - [Übersetzung aus d. Russ., 1966]
- REISS, P. (1985): Aufbau digitaler Höhenmodelle auf der Grundlage einfacher finiter Elemente. - Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, **315**: 165 S.; München.
- RITSCHER, A. (1939a): Vorbericht über die Deutsche Antarktische Expedition 1938/39. - Ann. Hydrogr. u. Marit. Meteorol., **67** (8): 9 - 19, Anhangstafel: Übersichtstafel von dem Arbeitsgebiet der Deutschen Antarktischen Expedition 1938-39. Neu-Schwabenland 1 : 1 500 000.
- RITSCHER, A. (1939b): Die geographischen Verhältnisse im Abschnitt zwischen 12° West und 20° Ost der Antarktis - auf Grund der Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. - Z. d. Ges. f. Erdkde. zu Berlin, **9/10**: 353 - 363, 12 Abb. (Erl. v. R. v. KLEBELSBERG); Berlin.
- RITSCHER, A. [Hrsg.] (1942): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, Bd. 1: 304 S. (Textteil), 57 Taf., 3 Karten, Vorläufige Übersichtskarte des Arbeitsgebietes der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. Neu-Schwabenland 1 : 1 500 000 (Bilder- u. Kartenteil); Leipzig (Koehler & Amelang).
- RITSCHER, A. (1950): Bemerkungen zur Vorläufigen Übersichtskarte des Arbeitsgebietes der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. - Unveröff. Manuskript vom 15. Mai 1950; Hamburg.

- RITSCHER, A. (1952): Bekanntmachung über die Bestätigung der bei der Entdeckung von "Neu-Schwabenland" im Atlantischen Sektor der Antarktis durch die Deutsche Antarktische Expedition 1938/39 erfolgten Benennungen geographischer Begriffe. Vom 12. Juli 1952. - Bundesanzeiger, 4 (149): 1 - 2; Bonn.
- ROBIN, G. DE Q. (1958): Glaciology III: Seismic shooting and related investigations. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. 5: 134 S., Appendix; Oslo (Norsk Polar Institutt).
- ROBIN, G. DE Q. (1983): Regional and global trends: the climatic record. - In: ROBIN, G. DE Q. [ed.]: The climatic record in polar ice sheets: 190 - 195, 198 - 208; Cambridge.
- ROBIN, G. DE Q. [ed.] (1983): The climatic record in polar ice sheets. - A study of isotopic and temperature profiles in polar ice sheets based on a workshop held in the Scott Polar Research Institute, Cambridge: 212 S.; Cambridge.
- ROOTS, E.F. (1969): Geology of western Queen Maud Land. - In: BUSHNELL, V.C. & CRADDOCK, C. [eds.]: Geologic Maps of Antarctica; Antarctic Map Folio Series, 12: Plate 6; New York (American Geographical Society).
- RUDBERG, S. (1969): Distribution on small-scale periglacial and glacial geomorphological features on Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada. - In: PÉWÉ, T.L. [ed.]: The Periglacial Environment: 129 - 159, Map of periglacial features: 129 - 159; Montreal.
- SARNTHEIN, M., ERLÉNKEUSER, H., GRAFENSTEIN, R. VON & SCHRÖDER, C. (1984): Stable-isotope stratigraphy for the last 750,000 years: "Meteor" core 13519 from the eastern equatorial Atlantic. - "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, 38: 9 - 24; Berlin-Stuttgart.
- SCAR (1980): Standard symbols for use on maps of Antarctica. - Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR), Working Group on Geodesy and Cartography, Edition 2: 15 S.
- SCHAEFER, T.G. (1973): Radio echo sounding in western Dronning Maud Land, 1971. - S. Afr. J. Antarct. Res., 3: 45 - 52; Pretoria.
- SCHUMSKII, P.A. (1964): Principles of structural glaciology. - New York. - [Übers. aus d. Russ., 1955]
- SCHWERDTFEGGER, W. (1984): Weather and climate of the Antarctic. - Developments in atmospheric science, 15: 261 S.; Amsterdam (Elsevier).
- SCHYTT, V. (1958): Glaciology II: B. Snow studies inland. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. 4 (B): 65 - 112, 6 Taf.; Oslo (Norsk Polarinstitut).
- SCHYTT, V. (1960): Glaciology II: D. Snow and ice temperatures in Dronning Maud Land. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. 4 (D): 153 - 180, 2 Taf.; Oslo (Norsk Polarinstitut).

- SCHYTT, V. (1961): Glaciology II: E. Blue ice-fields, moraine features and glacier fluctuations. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, *Scient. Res.*, Vol. 4 (E): 181 - 204, 12 Taf.; Oslo (Norsk Polarinstitut).
- SEKYRA, J. (1972): Forms of mechanical weathering and their significance in the stratigraphy of the Quaternary in Antarctica. - In: ADIE, R.J. [ed.]: *Antarctic Geology and Geophysics*: 669 - 674; Oslo.
- SELBY, M.J. (1971): Slopes and their development in an ice-free, arid area of Antarctica. - *Geografiska Annaler*, 53 A (3-4): 235 - 245; Stockholm.
- SELBY, M.J. (1972): Antarctic tors. - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. 13: 73 - 86; Berlin-Stuttgart.
- SELBY, M.J. (1973): The termini and moraines of glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. - In: STOKES, E. [ed.]: *New Zealand Geographical Society: Conference Series No. 7*: 247 - 257.
- SELBY, M.J. (1974): Slope evolution in an Antarctic oasis. - *New Zealand Geographer*, 30 (1): 18 - 34; Christchurch.
- SELBY, M.J. (1977): On the origin of sheeting and laminae in granitic rocks: evidence from Antarctica, the Namib Desert and the Central Sahara. - *Madoqua*, 10 (3): 171 - 179; Windhoek, SWA.
- SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie. - *Erträge der Forschung*, Bd. 231: 116 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SHACKLETON, N.J. (1978): Some results of the CLIMAP project. - In: PITTOCK, A.B., FRANKS, L.A., JENSEN, D., PETERSON, J.A. & ZILLMAN, J.W. [eds.]: *Climatic Change and Variability. A Southern Perspective*: 69 - 228, 376 - 426; Cambridge (University Press).
- SHAW, J. & HEALY, T.R. (1977): Rectilinear slope formation in Antarctica. - *Ann. Ass. American Geogr.*, 67 (1): 46 - 54.
- SIEVERS, J. & WALTER, H. (1984): Photogrammetrie 1983/84 im westlichen Neuschwabenland. - *Ber. z. Polarforsch.*, 19: 156 - 164, 6 Abb.; Bremerhaven.
- SIMONOV, I.M. (1967): Eolian weathering in the oases of East Antarctica. - *Soviet Antarctic Exped., Inform. Bull.*, 6 (4): 347 - 351; Washington.
- SLUPETZKY, H. & W. (1972): Ein neuer Weg zur kartographischen Darstellung von Gletschern. Die Wiedergabe des Firngebietes auf den Karten des Stubacher Sonnblickkees 1 : 5 000 und 1 : 25 000. - *Kartogr. Nachrichten*, 22 (3): 87 - 104.
- SOUCHEZ, R.A. (1966): The origin of morainic deposits and the characteristics of glacial erosion in the western Sør-Rondane, Antarctica. - *J. Glaciol.*, 6 (44): 249 - 254; Cambridge.
- SOUCHEZ, R.A. (1967a): The formation of shear moraines: an example from South Victoria Land, Antarctica. - *J. Glaciol.*, 6 (48): 837 - 843; Cambridge.

- SOUCHEZ, R.A. (1967b): Gélivation et évolution des versants en bordure de l'inlandsis d'Antarctide orientale. - In: L'évolution des versants; Congrès et Colloques de l'Université de Liège, **40**: 291 - 298.
- SOUCHEZ, R.A. (1967c): Le recul des verrous-gradins et les rapports glaciaire-périglaciaire en Antarctique. - Rev. de Géomorphologie dynamique, **17** (2): 49 - 54; Paris.
- SOUCHEZ, R.A. (1968): Reply to Dr R. LeB. Hooke's comments on "The formation of shear moraines: an example from south Victoria Land, Antarctica". - J. Glaciol., **7** (50): 352 - 353; Cambridge.
- SOUCHEZ, R.A. (1971): Ice-cored moraines in south-western Ellesmere Island, N.W.T., Canada. - J. Glaciol., **10** (59): 245 - 254; Cambridge.
- SPAETH, G. & SCHÜLL, P. (1987): A survey of Mesozoic dolerite dikes from western Neuschwabenland, Antarctica, and their geotectonic significance. - Polarforschung, **57** (1/2): 93 - 113; Bremerhaven.
- STÄBLEIN, G. (1983): Formung von Hängen, Halden und Wänden. Beobachtungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel. - Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-physikal. Kl., 3.F., **35**: 160 - 170; Göttingen.
- STUIVER, M., DENTON, G.H., HUGHES, T.J. & FASTOOK, J.L. (1981): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis. - In: DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. [eds.]: The last great ice sheets: 319 - 436; New York (J. Wiley & Sons).
- SUGDEN, D.E. (1974): Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions. - In: BROWN, E.H. & WATERS, R.S. [eds.]: Progress in Geomorphology (Papers in Honour to David L. Linton), Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ. No. **7**: 177 - 195; London.
- SUGDEN, D.E. (1977): Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. - Arctic and Alpine Res., **9** (1): 21 - 47.
- SUGDEN, D.E. (1978): Glacial erosion by the Laurentide ice sheet. - J. Glaciol., **20** (83): 367 - 391; Cambridge.
- SUGDEN, D.E. & JOHN, B.S. (1976): Glaciers and landscape. A geomorphological approach. - 376 S.; London (E. Arnold). - [5. Reprint, 1985]
- SWINZOW, G.K. (1962): Investigation of shear zones in the ice sheet margin, Thule area, Greenland. - J. Glaciol., **4** (32): 215 - 229; Cambridge.
- SWITHINBANK, C. (1959a): Glaciology I: D. The morphology of the inland ice sheet and nunatak areas of western Dronning Maud Land. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. **3** (D): 97 - 117, Karte, 6 Taf.; Oslo (Norsk Polar Institutt).
- SWITHINBANK, C. (1959b): Glaciology I: E. The regime of the ice sheet of western Dronning Maud Land as shown by stake measurements. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res., Vol. **3** (E): 121 - 144, 2 Taf.; Oslo (Norsk Polar Institutt).

- SWITHINBANK, C. (1960): Glaciology I: F. Ice movement inland. - Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, *Scient. Res.*, Vol. 3 (F): 145 - 158, 1 Taf.; Oslo (Norsk Polar Institutt).
- TEDROW, J.C.F. (1977): *Soils of the Polar Landscapes*. - 638 S.; New Brunswick (Rutgers University Press).
- THOMSEN, H.H. (1983a): Glaciologiske undersøgelser ved Påkitsup ilordlia 1982, Ilulissat/Jakobshavn. - Grønlands Geologiske Undersøgelse. Gletscher-hydrologiske Meddelelser, 83/3: 24 S., 2 Karten; København. - [Karte 1: Photogrammetric glacier map]
- THOMSEN, H.H. (1983b): Satellitdata - et redskab til studier af indlandsisens randzone i forbindelse med vandkraftundersøgelser. - Grønlands Geologiske Undersøgelse. Gletscher-hydrologiske Meddelelser, 83/8: 24 S., 2 Karten; København. - [Karte 2: Surface feature map]
- THOMSEN, H.H. (1986): Photogrammetric and satellite mapping of the margin of the inland ice, west Greenland. - *Ann. Glaciol.*, 8: 164 - 167; Cambridge.
- TRIBBLE, D.T. (1964): Snow surface studies. - In: BRUNT, D. [ed.]: *The Royal Soc. I.G.Y. Exped., Halley Bay, 1955-59*, Vol. 4: 326 - 328, 15 Taf.; London.
- TRICART, J. (1972): Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20 000, 1/25 000, 1/50 000). - In: DRESCH, J. [ed.]: *Cartographie Géomorphologique, Travaux de la R.C.P. 77*. - Mémoires et Documents, N.S., 12; Paris.
- UGOLINI, F.C. & JACKSON, M.L. (1982): Weathering and mineral synthesis in Antarctic soils. - In: CRADDOCK, C. [ed.]: *Antarctic Geoscience: 1101 - 1108*; Madison.
- UNESCO/IASH (1970): Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a world inventory. - *Technical papers in hydrology*, 1: 59 S.; Paris.
- UNESCO/IASH/WMO (1970): Seasonal snow cover. A guide for measurement, compilation and assemblage of data. - *Technical papers in hydrology*, 2: 38 S.; Paris.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. - 406 S.; London (E. Arnold).
- WEERTMAN, J. (1961): Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. - *J. Glaciol.*, 3 (30): 965 - 978; Cambridge.
- WELLMAN, P. (1982): Surging of Fisher Glacier, eastern Antarctica: evidence from geomorphology. - *J. Glaciol.*, 28 (98): 23 - 28; Cambridge.
- WELLMAN, P. & TINGEY, R.J. (1981): Glaciation, erosion and uplift over part of East Antarctica. - *Nature*, 291: 142 - 144; London.
- WHITNEY, M.I. & SPLETTSTOESSER, J.F. (1982): Ventifacts and their formation: Darwin Mountains, Antarctica. - In: YAALON, D.H. [ed.]: *Aridic*

- soils and geomorphic processes, *Catena Suppl.*, **1**: 175 - 194; Braunschweig.
- WILHELM, F. (1975): *Schnee- und Gletscherkunde*. - Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, 434 S.; Berlin (W. de Gruyter).
- WILLIAMS, R.S.JR., MEUNIER, T.K. & FERRIGNO, J.G. (1983): Blue ice, meteorites and satellite imagery in Antarctica. - *Polar Record*, **21** (134): 493 - 496; Cambridge.
- WOLMARANS, L.G. (1982): Subglacial morphology of the Ahlmannryggen and Borgmassivet, western Dronning Maud Land. - In: CRADDOCK, C. [ed.]: *Antarctic Geoscience*: 963 - 968; Madison.
- WOLMARANS, L.G. & KENT, L.E. (1982): Geological investigations in western Dronning Maud Land, Antarctica - a synthesis. - *S. Afr. J. Antarct. Res.*, Suppl. **2**: 93 S.; Pretoria. - [Geologische Übersichtskarten 1 : 250 000, veröffentl. 1981, als Beilagen: Ahlmannryggen (Sheet 1), Borgmassivet (Sheet 2) u. Kirwanveggen (Sheet 3)]
- WORSFOLD, R.J. (1967): Physiography and glacial geomorphology of Heimfrontfjella, Dronning Maud Land. - *Brit. Antarct. Survey Bull.*, **11**: 49 - 57; London.
- WRIGHT, C.S. & PRIESTLEY, R.E. (1922): *Glaciology*. - British (Terra Nova) Antarctic Expedition 1910-1913: 549 S., 15 Karten; London (Harrison & Sons).
- YAMANOUCHI, T., WADA, M., MAE, S., KAWAGUCHI, S. & KUSUNOKI, K. (1982): The radiation budget at Mizuho station, Antarctica, 1979. - *Ann. Glaciol.*, **3**: 327 - 332; Cambridge.
- YOSHIDA, Y. & MORIWAKI, K. (1983): Landform of Mt. Riiser-Larsen, Amundsen Bay, Enderby Land: results of a preliminary survey. - In: NAGATA, T. [ed.]: *Proceed. of the third Symp. on Antarct. Geosciences, 1982*; Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Issue **28**: 240 - 246; Tokyo.
- ZYL, R.B. VAN (1973): Radio echo sounding in western Dronning Maud Land, 1972. - *S. Afr. J. Antarct. Res.*, **3**: 53 - 59; Pretoria.
- ZYL, C.Z. VAN (1974): Studies on ten-metre firn temperatures, moraines and blue ice fields in western Dronning Maud Land. - *S. Afr. J. Antarct. Res.*, **4**: 11 - 15; Pretoria.