

Colloquium Geographicum

ISSN 0588-3253

Band 6

Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens

von

Julius Büdel

1960

Bonn

J. Büdel / Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens

Colloquium Geographicum

Vorträge des Bonner Geographischen Kolloquiums
zum Gedächtnis an Ferdinand von Richthofen

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn
durch C. Troll

Schriftleitung: Hans Voigt

Band 6

Julius Büdel

Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens



1960

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag, Bonn

Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens

Mit 29 Abbildungen im Text
und 2 Tafeln im Anhang

von

Julius Büdel



In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag, Bonn

Alle Rechte vorbehalten

Satz und Druck: Götzky-Druck, Bonn

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1:	Küsten, Schelfrand und wichtige untermeerische Rücken im Nordpolargebiet bei abgedeckter Kryosphäre	23
Abb. 2a	und b: siehe Tafel I	
Abb. 3:	Klimatische Höhen- und Polargrenzen von Südnorwegen bis Franz-Josef-Land	30
Abb. 4:	Bewegungen im noch unsortierten Frostboden	32
Abb. 5:	Schemabild eines Lehmkessels (Kryoturbationskessels) im pleistozänen Fossil-Frostboden Mitteleuropas	34
Abb. 6:	Für Mitteleuropa typische pleistozäne Kryoturbation	36
Abb. 7:	Für Südost-Spitzbergen typische rezente Kryoturbation	48
Abb. 8/9:	Lichtbild und Kartenskizze rezenter Kryoturbation auf der Barents-Insel	50
Abb. 10:	Kryoturbationsdecke auf der Altfläche des „Hohenstaufen“	57
Abb. 11:	Übergang von Kryoturbation zu Solifluktion auf der sanftkonvexen NO-Flanke des Hohenstaufen	60
Abb. 12:	Übergang der Kryoturbation zu Solifluktionen am sanftkonvexen Hang-Oberteil: Zone der „Halbmonde“	63
Abb. 13:	Typisches Aussehen der „Abspül-Solifluktion“ auf 6—10° geneigten Altflächen-Flanken	64
Abb. 14:	Aufgedeckte einzelne Schluffmauer zwischen Grobschuttbeeten	64
Abb. 15:	Querprofil durch den in Abb. 13 dargestellten Streifenboden	65
Abb. 16:	Blick vom Hohenstaufen über Freemann-Gletscher und Freemann-Sund nach OSO	69
Abb. 17:	Unregelmäßiges Streifenmuster der „Durchgangs-Solifluktion“ aus übereinanderwandernden Schuttungen	69
Abb. 18:	Eintiefungsfolgen der Stauerbach-Sohle und der anschließenden Fußhänge	72
Abb. 19:	Moos-Frostschuttzone in SO-Spitzbergen	73
Abb. 20:	Rentierherde auf sanftem Fußhang im Staufertal	73
Abb. 21:	Morphologische Skizze des Talavera-Vorlandes an der SW-Kante der Barents-Insel	84
Abb. 22:	Drei Generationen von Gletscherschrammen im Talavera-Vorland	85
Abb. 23:	Glazial bearbeiteter Basaltsockel des Talavera-Vorlandes	87
Abb. 24:	Im Würm-Hochglazial eisgeschliffener Felssockel im westlichen Talavera-Vorland	88
Abb. 25:	Einzelheit aus Abb. 24: Felsrundhöcker in Basalt	88
Abb. 26:	Eisgeschliffener Block (Querschnitt einer Basaltsäule) im Talavera-Vorland	90
Abb. 27:	siehe Tafel II	
Abb. 28:	Unterlauf des Stauerbachtals im Talavera-Vorland	95
Abb. 29:	Westost-Profil durch das Talavera-Vorland	96
Abb. 30:	Tal des Vogelweidbaches oberhalb der Talavera	97
Abb. 31:	Eisgeschliffener Basaltsockel des westlichen Talavera-Vorlandes	98
Tafel I,	Abb. 2a: Kartenskizze der Barents-Insel nach dem bisherigen kartographischen Stand	
	Abb. 2b: Morphologische Kartenskizze der Barents-Insel nach terrestrischen und Luft-Faustskizzen des Verf. i. Sommer 1959	
Tafel II,	Abb. 27: Den drei Generationen von Gletscherschrammen im Talavera-Vorland entsprechen drei verschiedene Zustände der Vereisung des Svalbard-Archipels im Würm-Hoch- und Spätglazial	

VORWORT

Der Bericht über die Ergebnisse der im Sommer 1959 durchgeführten *Vorexpedition* nach Spitzbergen (der im Sommer 1960 die Hauptexpedition folgen soll) kann nur mit dem herzlichsten Dank an die vielen Förderer unseres Unternehmens beginnen, vor allem an die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, die 86 % der Kosten trug¹⁾. Sehr herzlich habe ich ferner meinen bewährten, mit ihren Beiträgen unten genannten wissenschaftlichen Mitarbeitern zu danken, ohne deren Hilfe diese Ergebnisse nicht hätten gewonnen werden können. Mein Dank gilt ferner der Besatzung unseres immer einsatzbereiten Hubschraubers²⁾, sowie vor allem der elfköpfigen Mannschaft unserer beweglichen Basis: des 650 to großen Motorschiffs „Norsel“ (eines für Expeditionszwecke umgebauten Robbenschlägers) von der Reederei Brødrene JAKOBSEN in Tromsø. Sie hat mit ihrem Kapitän T. TORGERSEN an der Spitze sich auch in schwierigen Lagen so hervorragend bewährt, wie es eben nur alte Eisfahrer können.

¹⁾ Für die diplomatische Unterstützung der Expedition sind wir folgenden Stellen zu Dank verpflichtet: *Utenriksdepartementet* (Norwegisches Außenministerium, Oslo); *Deutsche Botschaft* in Oslo (Kulturreferat); Konsul *Ivar Dyrkoren*, Trondheim.

Für wissenschaftliche und technische Ratschläge, die Leihgabe von Apparaten und andere Hilfen haben wir folgenden Fachkollegen zu danken: Prof. H. W. Son Ahlmann (Stockholm), Dr. Jean Corbel (Lyon), Prof. N. Creutzburg (Freiburg i. Br.), Dr. R. W. Feyling-Hanssen (Oslo), Prof. R. Finsterwalder (München), Prof. W. Hansen (Hamburg), Prof. A. Heintz (Oslo), Prof. F. Isachsen (Oslo), Prof. A. Kolb (Hamburg), Dr. O. Liestøl (Oslo), Prof. A. K. Orvin (Oslo), Prof. E. Otremba (Hamburg), Dr. W. Tietze (Braunschweig), Prof. C. Troll (Bonn). Wir danken ferner der Firma L. F. Mathies und Co. in Hamburg, die für uns die Verbindung zu der norwegischen Reederei herstellte und uns ebenso wie Rechtsanwalt Dr. W. Schön (Hamburg) in allen Schifffahrtsfragen vortrefflich beriet.

Für die wirtschaftliche Förderung der Expedition gilt unser Dank neben der *Deutschen Forschungsgemeinschaft* folgenden Firmen und Stellen: *Benzin- und Petroleum-AG* (Direktor Bockelmann, Hamburg, und Direktor Holst, Trondheim), *Universitätsbund Würzburg*, *Main-Presseverlag Richter und Meisner* (Würzburg), *SKF-Kugellagerfabriken* (Generaldirektor Gunnar Wester, Schweinfurt), *Kugelfischer Georg Schäfer und Co.* (Dr. Schäfer, Schweinfurt), *Stadttrat Würzburg* (Oberbürgermeister Dr. Zimmerer), *Georg Westermann-Verlag* (Direktor Mackensen, Braunschweig), *Überlandwerk Unterfranken* (Direktor J. Kern, Würzburg), *Franz Steiner-Verlag* (Wiesbaden), *Regierung von Unterfranken* (Regierungspräsident Prof. Hölzl, Würzburg), Firma *Bernhard Kusch* (Würzburg), *Frankonia Schokoladenwerke* (Würzburg).

²⁾ Pilot W. Kuntz und Mechaniker W. Treue vom „*Deutschen Helikopterdienst Rietdorf KG*“ in Kretz bei Andernach a. Rh.

Mit diesem Schiff brach die Expedition am 24. 7. 1959 in Trondheim auf und kehrte am 28. 8. 1959 nach Tromsö zurück. Der Aufenthalt im eigentlichen Arbeitsgebiet SO-Spitzbergen (Barents- und Edge-Insel) dauerte vom 28. 7.—25. 8. 1959, d. h. 29 Tage. Der Verfasser und A. WIRTHMANN verbrachten anschließend 14 Tage zu Vergleichsbegehungen in Fjell- und Gletschergebieten Westnorwegens.

A. PLAN DER EXPEDITION

I. Theoretische Grundlagen

Das Zeitalter geographischer Entdeckungsreisen ist längst vergangen, auch in der Polarforschung, wo es am längsten andauerte, schon seit 75 Jahren (1. Int. Polarjahr 1882—84). So ist heute selbst die genaueste kartographische Aufnahme von Küstenverlauf, Gewässernetz oder Höhenlinien im Gebirge nur eine allererste — freilich oft nötige und zeitraubende — Voraussetzung der wissenschaftlichen, etwa der geomorphologischen Erforschung eines Erdraumes. Deren Probleme sind überreich und werden mit dem Fortschritt der Wissenschaft täglich neu geboren — in vollzivilisierten wie in menschenleeren Räumen.

Daß es in den weithin morphologisch unerforschten, vielfach sogar noch unentdeckten oder mindestens topographisch wie geologisch selbst im Maßstab 1 : 1 000 000 erst ganz oberflächlich kartierten Polarländern noch sehr viel geomorphologisch zu erforschen gibt, liegt auf der Hand. Wollte man damit, flächenhafte Vollständigkeit im Auge, einfach irgendwo beginnen, so wäre dies ein Mammutunternehmen, wobei dennoch ungewiß bliebe, wann man wirklich Wichtiges trifft. Wenn den Entdecker alten Stils oft der Zufall zu unbekanntem Inseln führte, so liefe ein solches Unternehmen — wenn auch auf wissenschaftlich höherer Ebene — doch auf etwas Verwandtes hinaus: sich nämlich davon überraschen zu lassen, was der Boden des besuchten Polarlandes etwa an unbekanntem Problemen bietet. Das kann man sich bei den großen Unkosten von Polarreisen hier noch weniger leisten als anderswo. Man reist vielmehr in so schwer zugängliche Gebiete nur, wenn der Stand der Wissenschaft die Lösung eines bestimmten Problems erfordert und dies eben nur dort möglich ist. In solchen Fällen bleibt ja dem Morphologen, der die Erdoberfläche nicht in sein Labor nehmen kann (während dies dem Physiker und Geophysiker oft freisteht) nichts übrig, als den Punkt auf der Erde auszumachen und dann aufzusuchen, wo die Natur die betreffende Erscheinung bzw. den fraglichen Komplex von Erscheinungen von sich aus in möglichst klarer und eindeutiger „Versuchsanordnung“ entstehen ließ und zu überprüfen gestattet. Das einzelne Unternehmen wird so zum Organ der Gesamtwissenschaft.

II. Geomorphologie und Geophysik in der Polarforschung

Vor der Darlegung dieses Problems erscheint es angebracht, nach den Ursachen des auffälligen Umstandes zu fragen, daß die Geomorphologie solche Lösungen im letzten Menschenalter, d. i. seit 1930 kaum mehr im Polargebiet gesucht hat.

Dafür spielen sicher äußere Gründe mit, so der nötige Aufwand, der hier nur Gruppenreisen wissenschaftlich und wirtschaftlich ertragreich macht; die Geomorphologie ist aber z. Zt. eine Wissenschaft der Einzelreisenden. Ferner die Tatsache, daß ihre neuen Fragestellungen der Morphologie auch in der ganzen übrigen Welt ein ungeheueres Arbeitsfeld eröffnet haben. Aber es gibt auch einen inneren Grund, und der scheint uns sehr wichtig. Zwei große Bereiche der Erdoberfläche: der Ozean und die Atmosphäre sind im 20. Jahrhundert als Forschungsobjekte fast ganz an die Geophysik: an Ozeanographie und Meteorologie übergegangen. Für die Polargebiete schien die gleiche Entwicklung vorgezeichnet. Ozean und Atmosphäre bieten hier (an ihrer Polarfront) besonders reiche Probleme. Ähnliches gilt aus verschiedenen Gründen für die Erforschung der höheren Atmosphärenschichten im Polargebiet, oder auch für den Erdmagnetismus in der Nähe der Magnetpole. Dazu ist die Erde hier noch weitgehend von der Kryosphäre überzogen, insbesondere das Festland von großen Inlandeisdecken, die gleichfalls weitgehend für geophysikalische Betrachtung zugänglich sind. Das gleiche wird bis heute auch noch von anderen Erscheinungen, so dem Kryosol oder Gelisol d. h. den Problemen des Frostbodens angenommen, der ja in der Arktis neben den Inlandeisdecken weite Festlandräume beherrscht. Dementsprechend war an den Grönlandexpeditionen A. WEGENERS 1929/30 — den größten deutschen Polarreisen zwischen beiden Weltkriegen — gar kein Geomorphologe mehr beteiligt und ebenso kein einziger unter den Tausenden von Teilnehmern auf den vielen Polarstationen des laufenden Geophysikalischen Tripeljahres 1958/60.

Dies alles ist von Seiten der Geophysik aus voll berechtigt. Aber völlig unbegründet und ein schwerer Nachteil für die Gesamtwissenschaft wäre es, wenn die Geomorphologie sich weiterhin vom Polargebiet zurückhielte. 8 Mill. qkm sind allein im Nordpolargebiet: zwischen Waldgrenze und Eisrand, nicht-eisbedecktes, subaerisch offenes Festland. Das sind vier Fünftel von Europa oder mehr als ganz Australien. Mindestens dort aber hat die Geomorphologie genau so ihre Aufgabe neben der Geophysik wie überall sonst auf der Erdoberfläche! Und wenn hier auch geophysikalische Forschungsobjekte vorliegen, ja selbst wenn Geomorphologie und Geophysik hier einmal genau dasselbe Objekt betrachten, so gehen sie an ihm doch ganz verschiedenen Fragen mit völlig anderen Methoden nach.

Die Geophysik untersucht — wie alle Physik — die typischen Zustände oder eine dauernd gesetzmäßig gleichartig wiederholte Wandlung und Bewegung der Materie (Bewegungszustand). Eine Meereswelle auf dem Ozean wird in Sekundenschnelle von einer zweiten abgelöst, die ihr im Kern völlig gleicht — von der Form der ersten aber bleibt nicht die geringste Spur übrig. Es wäre offensichtlich sinnlos oder hieße mindestens am Kern des wissenschaftlichen Problems vorbeigehen, wollte man sich hier darauf beschränken, mehrere solche Wellenindividuen — etwa im photogrammetrischen Momentbild — genau festzuhalten und „morphologisch“ zu vergleichen. Der Erklärung des Wellenphänomens kann man nur durch diejenige der grundlegenden physikalischen

Ursachen des in Raum und Zeit sich immer \pm gleichartig wiederholenden Vorgangs nahekomen. Das kurzlebige Wellenindividuum interessiert hier nicht wegen seiner Sonderzüge, sondern nur als Vertreter des Typus, als platonische „Idee“ der Welle ³⁾. Zur Aufstellung des Typus muß natürlich der Geophysiker eine bestimmte Auswahl (unter den Milliarden) solcher Oberflächen- oder Gezeitenwellen genau nach Höhe, Länge, Rhythmus usw. messen, aber die gesuchte Erklärung gilt nicht dem vergänglichen Einzelfall sondern dem sich immer gleichartig wiederholenden Idealvorgang und bei der Physik in vollem Maß sogar erst dem hinter dem sichtbaren Phänomen stehenden gesetzmäßigen Kausalvorgang, also bei Gezeitenwellen etwa der Anziehung von Sonne und Mond und den lokalen Ursachen der Verzögerung und Rhythmusabweichung der Wellenscheitel gegenüber dem Meridiandurchgang beider Gestirne. Genau so werden Meeresströmungen und Erdbeben, wird ein Nordlicht, ein Taifun oder ein Zyklon nicht als Einzelfall, sondern nur als Typus ausgewertet, um damit den allein wissenschaftlich interessanten Gesetzen der Zyklonenbildung — wir kennen sie leider noch nicht ganz — endgültig auf die Spur zu kommen.

Die Geomorphologie (wie genau so übrigens die Geologie) hat es dagegen mit sehr beständigen Erscheinungen (realen Objekten, Gegenständen) zu tun, die lange andauern, deren unendlich langsamer und vielfältiger Werdegang sich der unmittelbar registrierenden Beobachtung fast stets entzieht. Vor allem sind sie nie als „Typenprodukte“ eines unter unseren Augen sich immer wieder gleichartig abspielenden meßbaren Vorgangs mit einfachem Kausalhintergrund zu werten. Vielmehr ist jede morphologische Form: von der größten eine ganzen Kontinenten oder Gebirges bis zur kleinsten eines Schildinselberges oder Drumlinhügels, einer Doline oder Delle das Produkt einer unübersehbaren Generationenfolge zeitlich hintereinander liegender Vorgänge. Dazu kommt als weiterer Zug, daß sich diese Vorgänge nicht unabhängig voneinander in freiem Spiel ablösen konnten. Vielmehr erzeugte jeder von ihnen eine Vorform, hinterließ eine Dauerspür, die den nächstfolgenden Vorgang in ganz bestimmte Bahnen zwang. Wir sprechen daher vom Prozeß der Morphogenese, und diese ist in erster Linie eine historische, eine Zeitwissenschaft. Daß sie außerdem eine Raumwissenschaft ist, versteht sich für eine geographische Disziplin am Rande: das Zusammensehen der verschiedenen Einwirkungen im gleichen Raum zur kennzeichnenden Synthese gerade dieses Objektes, sowie der ständige Vergleich mit analogen und konvergenten Erscheinungen in anderen Räumen (der nur durch Erfahrung gewonnen werden

³⁾ In ähnlicher Weise will etwa der Biologe, der einen Elefanten, z. B. ein fossiles Mammut untersucht, nicht Phylogenie oder Knochenbau des Individuums aufklären, das er gerade vor sich hat: das ist für ihn nur der Prototyp der Art *Elephas primigenius* und nichts weiter! Wohl erregt ein Mammutzahn von besonderer Länge, eine Gezeitenwelle von anomaler Höhe ein Interesse für den Sonderfall, aber eben nur so weit, als dadurch die Variationsbreite des bisher aufgestellten Typs eine Änderung erfährt.

kann) gehören dazu. Voran aber — das sei nochmals betont — ist das Wesen der geomorphologischen (wie der geologischen) Methodik die historisch-genetische Betrachtung.

Betrachten wir als Beispiel etwa die Morphogenese des Mittelrheintales. Auf seine Form wirkten schon Art und Bau der Devon-schiefer, ihre variskische Durchbewegung und Umkristallisation, sowie die ganze Serie der seitherigen plutonischen Phasen ein. Die weiten Schiefergebirgs-Altflächen beiderseits des heutigen Tales wurden in langen Perioden des Jungtertiär unter randtropischem Klima von Abtragungsvorgängen ausgebildet, die denen der Gegenwart völlig fremd gegenüberstehen. Die älteste Talform des sog. „Trogens“, die bereits die Anlage aller späteren in bestimmte Bahnen zwang, wurde im zumeist subtropisch-halbtrockenen Klima des Oberpliozän geschaffen. Seine tieferen Terrassen, Schotterfluren, Solifluktiions- und Lößdecken seine Windungen mit Prall- und Gleithängen, seine heutige Aue und seine Seitentäler bis hinauf zu den letzten Dellen entstammen einer von der tektonischen und der Klimaentwicklung des Quartär in Wechselwirkung gesteuerten einmaligen Vorgangsfolge, die in ganz gleicher Art nirgends wiederkehrt. Hier ist also der in zeitlicher und kausaler Folgekette ganz verschiedener Prozesse gewordene, dauerhafte und ein Stück Erdoberfläche völlig individuell prägende Einzelfall das Forschungsobjekt! Eine Typisierung solcher Spezialfälle (hier etwa: Aufstellung eines Standardtyps europäischer Mittelgebirgs-Durchbruchstäler oder „der“ Niederterrasse, „des“ Flußmäanders als Idee) erfolgt zwar auch hier, ist aber eben nie das Forschungsziel, sondern stets nur ein erster induktiver Schritt auf dem langwierigen deduktiven Wege zur schrittweisen Analyse des historisch-komplexen, dauerhaften Einzelobjektes. Dieses kann nicht Gegenstand der Geophysik sein, so wenig wie eine Meereswelle ein solcher der Geomorphologie. Auch die genaueste Vermessung des heutigen Rheins nach Temperatur, Wassermenge, Geschwindigkeit, Hochwasserregime, Lösungsgehalt, Trübe, Schuttransport usw. und die vollkommenste mathematische Auswertung des Gemessenen kann nur zur Potamologie des heutigen Flusses führen, aber bereits zur Formdeutung auch nur des heutigen Flußbettes (auf das ja die ältere Genese schon hundertfach einwirkt) lediglich einzelne Bausteine liefern. Vollends zur Erklärung der in 20—30 Jahrmillionen aus einem vielfachen Wechsel exogener und endogener Voraussetzungen entstandenen großen Talform kann eine solche Erfassung der bloßen, ± zufällig im gleichen Raum sich abspielenden Gegenwartsvorgänge gar nichts beitragen. So vorzugehen, wäre einfach ein methodischer Mißgriff⁴⁾. Hier führt nur die

⁴⁾ Die Erfolge der modernen Physik haben oft den Wunsch erregt, auch historische Objekte (trotz ihrer Einmaligkeit, ihrer ungeheueren kausalen Komplexität und dazu ihrer stets lückenhaften Erhaltung) mit einem *deus ex machina* mathematisch „fassen“ zu wollen — besonders naturhistorische. Das kann bei richtiger Zielsetzung sehr erfolgreich sein, aber die Gefahr liegt nahe, beim Suchen nach „meßbaren“ Eigenschaften solcher Objekte gerade nur wissenschaftlich belanglose Äußerlichkeiten zu erfassen und dann — gewisser-

historisch-genetische Analyse zum Ziel, d. h. ein zeitlich scharf trennendes Zurückverfolgen des ganzen, unendlich wechsellvollen, aber mit jeder erreichten Stufe dauerhaft auf die folgenden einwirkenden Werdegangs mit Hilfe geomorphologischer (und geologischer) Methoden, hinter denen sämtlich der nach den Gesetzen der strengen klassischen Logik durchzuführende Indizienbeweis steht.

Erst wenn es für die eine oder andere dieser genetischen Stufen gelang, die einzelnen in ihr zusammenwirkenden Vorgangskomponenten zu isolieren, kann zu deren Rekonstruktion die Kenntnis der geophysikalischen Gesetze viel helfen. Aber lückenlos wird dies gerade eben nur bei den jüngsten, der Gegenwart am nächsten stehenden Phasen gelingen. Gerade aber hier muß (und kann nur) die Geomorphologie erst einmal durch genetische Analyse klären, welche Formelemente wirklich diesen rezenten Vorgängen und welche denjenigen älterer Phasen zu verdanken sind. Erst dann ist ein solcher mit seiner Wirkungsspur genau umgrenzter Vorgang dazu reif, dem Geophysiker zur weiteren Aufklärung seines Mechanismus übergeben zu werden. Die beiden Wissenschaften sind so eng aufeinander angewiesen. Aber man kann das Ziel der einen dieser Wissenschaften eben nicht mit den Methoden der anderen erreichen. So heben sich auch die geophysikalische und die geomorphologische Bearbeitung ein und desselben Gegenstandes (wenn er eine Betrachtung sowohl historischer als physikalischer Art erlaubt und erfordert) nicht auf oder machen sich gegenseitig überflüssig, vielmehr müssen sie sich zum Finden echter Lösungen dauernd ergängen. Aus dem folgenden Beitrag zur Morphogese Spitzbergens möge auch dies deutlich werden.

III. Problemstellung

Wie schon gesagt wurde dabei die Lösung eines Generalproblems erstrebt, das der derzeitige Stand der Geomorphologie erforderte und wofür die nötige „Versuchsanordnung“ im natürlichen „Kältelabor“ der Polarräume zu suchen war.

Dies Problem entspringt der neueren Entwicklung der klimatischen, genauer der klimagenetischen Morphologie der Erdoberfläche. Diese führte seit 1927, als THORBECKE erstmals ein Sammelwerk über die „Morphologie der Klimazone“ herausgab, schließlich nach dem zweiten Weltkrieg zur Aufstellung gesetzmäßiger „klimamorphologischer Zonen“ auf der Erde vom Äquator bis zu den Polen (BÜDEL, 1948 b). In jeder dieser Zonen wirkt auf Grund ähnlichen Klimas eine sehr charakteristische Kombination exogener Formbildungsprozesse in gleichartiger Weise auf das Relief ein, um diesem bei hinreichend langer Einwirkung einen ganz bestimmten, charakteristischen Relieftypus aufzuprägen.

maßen gedeckt von der unanfechtbaren „Exaktheit“ jeder mathematischen Operation — daraus zu logisch haltlosen „Ergebnissen“ über das Gesamtobjekt zu kommen. A. Defant sagte in dieser Richtung einmal warnend: „Beim Rechnen kommt halt immer etwas heraus.“

Bei der Überprüfung im Gelände zeigte sich bald, daß es eine wirkliche solche Entsprechung: heutiges Klima (und hiervon gesteuerter morphogenetischer Vorgangskomplex) und heute im gleichen Raum herrschender Relieftyp nur in ganz wenigen Teilen der Erde gilt, da wo entweder zur Zeit ein besonders stark reliefprägendes Klima herrscht (Frostschuttzone) oder ein weniger kräftig prägender Klimazustand schon sehr lange andauert. Im größten Teil der Erde aber gilt diese Gleichsetzung nicht. Die Gesamtheit der heute sichtbaren Formenwelt stimmt mit den vom heutigen Klima gesteuerten Vorgängen gar nicht zusammen. Schon in den zwanziger Jahren hatte PASSARGE, schon vorher im einmaligen Gletschergebiet etwa PENCK auf die Bedeutung von Vorzeitformen, die einem anderen früheren Klima entsprechen, in einzelnen Teilen der Erde hingewiesen. Inzwischen zeigte sich zweierlei: 1. solche Vorzeitformen sind überall auf der Erde vorhanden, nur spielen sie neben den Gegenwartsformen hier eine größere, dort eine geringere Rolle; aber sie fehlen selbst der Frostschuttzone, ja der Gletscherzone (fossile Inlandeisdecken!) keineswegs. 2. Es ist überall nicht nur eine Schicht solcher Vorzeitformen erhalten, sondern stets eine ganze Generationenfolge — und jede davon in verschiedenem Umfang und verschiedenem Zerstörungsgrad. Auf diese Weise hat gerade in allerjüngster Zeit der historische Gesichtspunkt im Lehrgebäude der Geomorphologie ein Gewicht erlangt, das auch der Verfasser ihm vor einem Jahrzehnt noch keineswegs zumaß. Die klimatische Morphologie bedarf daher der Erweiterung zur klimagenetischen Morphologie.

In Mitteleuropa kann man von den im ganzen von den Varianten eines randtropischen Klimas beherrschten Jungtertiär (Oberpliozän bis Mittelpliozän) an über das warm-semiaride Klima des Oberpliozän, das subpolar-polare Klima der pleistozänen Kaltzeiten, das der interglazialen Warmzeiten, sowie weiterhin die Epoche der holozänen Naturlandschaft bis zu derjenigen der letzten fünfeinhalb Jahrtausende, in denen der Mensch schon fühlbar in die vom Gegenwarts-klima gesteuerten morphogenetischen Prozesse eingriff, etwa sechs große Generationen der Morphogenese unterscheiden (wobei man allein wegen der ähnlichen sechs- bis achtmaligen Wiederkehr von Warm- und Kaltzeiten im Pleistozän diese Zahl bei genauerer Analyse noch vervielfachen könnte). Die Formenreste dieser Generationen haben wir oben bei der Erwähnung des Mittelrheintales gestreift. Sie lassen sich in zwei große Gruppen zusammenfassen. Einmal in den 20—30 Mill. Jahre umfassenden Komplex der jungtertiären Formen, in denen das Klima mit überwiegend tropisch-subtropischen Zügen wesentlich wärmer war als heute; es war eine sehr lange Zeit vorherrschender Flächenbildung (BÜDEL, 1957). Zweitens in die nur eine halbe Jahr-million umfassende Quartärzeit, in der das Klima der pleistozänen Kaltzeiten durch die Förderung extrem kräftiger Talbildung bis heute die stärksten morphologischen Spuren zurückließ.

So beherrschen die beiden großen Formkomplexe: weite hochgelegene Altflächen oder Flächentreppen jungtertiärer Anlage, und darin während des Pleistozän in Etappen eingesenkte, sehr formenreiche, aber

meist schmale Talkerben (Prototyp: Mittelrheintal) das Relief West- und Mitteleuropas in allen Abtragungsgebieten: von den Altflächen der Ostalpen über die „alten“ und die aus mesozoischen Schichten aufgebauten Mittelgebirge hinweg bis zu den „Tertiär“-Hügel- und Plattenländern Rheinhessens, Flanderns, des Pariser und Garonnebeckens.

Beide Formkomplexe haben mit den Formbildungsprozessen im heutigen mitteleuropäischen Klima nichts zu tun, das ja erst seit 9 000 Jahren hier herrscht. So hat auch das heutige Rheintal bis hinab zu seiner Sohle nicht „der Rhein“ geschaffen (auch nicht der unverbaute unserer Vorfahren), sondern dessen zur Formprägung ganz anders ausgestattete paläogeographische Vorläufer.

Um die Entstehung der beiden großen Komplexe der Jungtertiär- und der Quartärformen aufzuklären, muß man diejenigen klima-morphologischen Zonen aufsuchen, in denen ähnliche Vorgänge heute noch am Werke sind. Das sind für die ältere Phase die heutigen Rand- und Subtropen, insbesondere das tektonisch wie petrographisch weithin so einheitliche Gebiet des S u d a n. Für die Quartärformen aber ist es die eisfreie Hocharktis: die Tundren- und Frostschuttzone der N o r d p o l a r l ä n d e r, denn nur hier, nicht im fast ganz eisbedeckten antarktischen Festland, bedecken beide Zonen jetzt noch weite, fast europagroße Landflächen (s. o.).

Trotz eines unserem kaltzeitlichen sehr verwandten Klimas laufen die entsprechenden Vorgänge dort natürlich nicht in völlig gleicher Form ab. Wir haben den Kreis dieser Unterschiede unlängst abzustecken versucht (BÜDEL, 1959). Er wird einmal durch die verschiedene Lage im Netz des geographischen Formenwandels (LAUTENSACH, 1952): die andere Breiten- und Ozeanlage bestimmt. Außerdem aber dadurch, daß den kalten Klimaperioden hier wie dort jeweils eine andere Folge von V o r z e i t - klimaten vorausging, die für die Frostformenbildung in beiden Fällen eine ganz andere Ausgangsbasis schuf. Es war daher eine der A u f g a b e n der Expedition, im Rahmen der Ähnlichkeit im ganzen die Witterungs- und die daraus hervorgehenden Vorgangs- und Formunterschiede des fossilen Mittelbreiten- und des heutigen Hocharktis-Kaltklimas im einzelnen feststellen. Für den erstrebten Vergleich sollte dabei der zu wählende Raum den einstigen Verhältnissen in Mitteleuropa jedoch möglichst ähnlich sein.

I V. W a h l d e s F o r s c h u n g s g e b i e t e s

Wo lag nun in den Nordpolarländern das geeignete Gebiet mit der hierfür günstigsten Versuchsanordnung der Natur?

Einmal eher in der Frostschutt- als in der Tundrenzone, weil die entsprechenden Vorgänge dort — bei nur lückenhafter Pflanzendecke — weit energischer und daher in leichter überschaubarer Form ablaufen. Zum zweiten sollte es ein Gebiet sein, das — wiewohl heute eisfrei — doch bis zum Ende der Würmkaltzeit innerhalb der Ausraumzone eines Inlandeises gelegen war. Durch ihr Produkt: ein Glazialrelief mit viel blankgescheuertem Fels, ist eine einfache, von störend-„historischen“ Vorzeitbildungen möglichst freie Ausgangsbasis für das Wirken der Gegenwartsvorgänge gewonnen. Außerdem ist damit von vorneherein ein

fester Zeitrahmen von rd. 9 000 Jahren für die seitherige Wirksamkeit dieser Vorgänge gegeben. Endlich sollte das Gebiet in seinem Aufbau nicht dem Ausnahmsrelief eines Hochgebirges sondern der Masse der mäßig geböschten Relieftypen Mitteleuropas ähnlich sein.

Von den danach in Frage kommenden Gebieten war uns die Taimyr-Halbinsel politisch, der Kanadische Archipel durch die nur mit größtem Zeit- und Geldaufwand überwindbare Vereisung des Baffin-Meeres und der kanadischen Straßensee verschlossen; der Archipel wird aus diesem Grund selbst von US-amerikanischen Expeditionen kaum besucht. So fiel die Wahl auf die beiden größeren Inseln Südost-Spitzbergens: die Barents- und die Edge-Insel, deren Eignung für die fraglichen Probleme ich schon bei früheren Eiskundungsflügen erkennen konnte (BÜDEL, 1948 a). Mit rd. 6 640 qkm entsprechen sie an Fläche dem Schwarzwald oder der Schwäbischen Alb (Barents-Insel 1540, Edge-Insel etwa 5 100 qkm). Die Inseln liegen zwischen 77° 15' und 78° 38' nBr.

Die Vorteile dieser Wahl waren:

1. Die Inseln liegen im europanächsten Teil des Polargebietes, sie sind von Nordnorwegen bei (den derzeit) normalen sommerlichen Eisverhältnissen mit einem für die Eisfahrt gebauten Schiff in 2 1/2 Tagen erreichbar. Freilich besteht nach den völlig unbesiedelten Eilanden keine normale Verkehrsverbindung, so daß ein eigenes Schiff zu chartern war.

2. Beide Inseln sind nicht sehr hoch und daher wenig vergletschert. Sie erreichen eben 600 m. Da sie zudem einerseits noch im Bereich der vom Golfstrom weit polwärts geleiteten Warmluftvorstöße, zugleich aber auch im Schnee-Lee des höheren und hiederschlagsreicheren West-Spitzbergen liegen, bleibt die Schneegrenze noch hoch: sie dürfte von fast 500 m im Westen auf etwas unter 400 m nach Norden und Osten absinken⁶⁾. So sind heute 55 % der Barents-⁷⁾ und (roh geschätzt) etwa ebensoviel der Edge-Insel un vergletschert. Die würmeiszeitliche Vergletscherung war dagegen weit über beide Inseln ausgedehnt, wie ebenfalls unten näher ausgeführt werden wird.

3. Sanfte Böschungen herrschen überall vor, nur zu den Küsten und Vorländern brechen die Inseln fast überall mit steileren Hängen ab. Im stärker gehobenen und vergletscherten West-Spitzbergen (besonders in seinem W-Teil) überwiegen dagegen steilwandige Wände und spitze Karlinge (Name Spitzbergen!). Die Hauptinsel des Archipels war daher für unsere Zwecke wenig geeignet. Zeigen doch Steilböschungen mit Steinerschlagwänden oder Hangzerschneidung in allen Klimazonen ziemlich ähnliche Abtragungsvorgänge. Für unsere Untersuchungen kam es aber gerade auf die Vorgänge auf den — auf der Erdoberfläche weit überwiegenden — sanften Böschungen an.

⁶⁾ Vorläufiges Ergebnis; die Festlegung der Schneegrenze im einzelnen ist auf der Hauptexpedition vorgesehen.

⁷⁾ Messung nach unserer vorläufigen Karte.

4. Der geologische Aufbau der Inseln entspricht als nur schwach „saxonotyp“ gestörtes, von intrusiven Basalt- und Dolerit-Lagerdecken (vgl. Vogelsberg, Rhön) durchsetztes Trias-Schollenland weiten Teilen Mitteleuropas, vor allem dem Schwäbisch-Fränkischen Tafelland, in dem der Verfasser in letzter Zeit die meisten seiner Untersuchungen über fossile morphologische Kaltzeitspuren durchführte.

Um diese Vorzüge wissenschaftlich nutzen zu können, mußten freilich auch einige Nachteile in Kauf genommen und technisch bewältigt werden:

1. Das Meer eis in den Seegebieten um die Inseln hat seit der letzten klimagünstigen Periode, deren Gipfel nach AHLMANN (1953) zwischen 1920 und 1940 lag, wieder erheblich zugenommen. Wiewohl 1959 auch dort ein warmer Sommer war, lagen beispielsweise die Eisgrenzen im Storfjord Ende Juli bis Ende August etwa 100 km südlich der für die Periode 1900—1940 errechneten Mittelwerte (BÜDEL, 1947). Der Storfjord ist dabei noch der weitaus günstigere Zugang zu unseren beiderseits des Freemansundes gelegenen Hauptarbeitsgebieten (s. Abb. 2 b), denn der Weg ostwärts der Edge-Insel (Olga-Straße) führte ja unmittelbar gegen den kalten Ostspitzbergenstrom, der innerpolares Packeis stets bis zur Südspitze der Edge-Insel, im Großteil des Jahres aber bis zur Bären-Insel und — den Südteil des Storfjordes mit füllend — um das Südkap Westspitzbergens herum sogar vor den Südteil der Westküste der Hauptinsel bis zu dem Eingang des Horn- oder Bellsundes, ja selbst des Eisfjordes führt. Nur die Nordwestküste der Hauptinsel vom Eisfjord bis zum Wood- und Wijde-Fjord hält der an der Westkante des Barentssee-schelfes nordwärts ziehende Golfstromast fast das ganze Jahr eisarm oder völlig eisfrei (Verlauf der Schelfgrenze s. Abb. 1).

Für die Hauptexpedition, die 1960 schon am 20. Juni (also fast 5 Wochen früher als 1959) von Nordnorwegen aufbrechen soll, muß daher damit gerechnet werden, daß die Durchfahrt durch das von Ostspitzbergenstrom herangeführte Fremdeis des südlichen und das Lokaleis des nördlichen Storfjordes erst allmählich, d. h. etwa bis Anfang Juli gelingt. Für die Zwischenzeit sind Arbeiten auf den südlichen Vorlandsäumen der Edge-Insel und den vorgelagerten Inselgruppen („Tausend-Inseln“) vorgesehen. Eine Arbeitsgruppe soll mit dem Hubschrauber gleich in das Hauptarbeitsgebiet bis am Freemansund vorgebracht werden. Für sie wurde daher schon im Vorjahr auf dem Talavera-Vorland der Barents-Insel die „Würzburger Hütte“ errichtet und reichlich mit Lebensmittel-, Kraft- und Brennstoffvorräten ausgestattet.

2. Ein überraschendes Hemmnis waren die Gezeitenströme im Freemansund, von deren Stärke bisher nichts bekannt war. Sie wechselten mit der Regelmäßigkeit einer Uhr viermal täglich und erreichten zwischen den Kenterzeiten Geschwindigkeiten von 1,2 m/sec., bei Springflut (Voll- und Neumond) aber fast das Doppelte, d. h. mehr als normalerweise der Rhein bei Mannheim oder Köln. Dem Strom folgte stets Treibeis, das im Laufe des August stark abnahm, aber unversehens konnten im Oststrom (aus der Olga-Straße) immer wieder einmal dichte, bis qkm-große Eisfelder herangeführt werden. Sie rissen die „Norsel“ am

4. 8. 1959 um 20.30 Uhr vom Anker los und verdrifteten sie fast 7 km westwärts bis dicht vor den (unvermessenen) Klippenkranz der Thomas-Smith-Inseln, der auf keiner Seekarte zu finden ist.

3. Schiff und Expedition waren bei Ausfällen auf sich selbst gestellt, es gibt auf den unbesiedelten Inseln keinen Rückhalt, wie ihn alle in W-Spitzbergen tätigen Expeditionen an den Dauersiedlungen um die Kohlengruben des Eisfjordes haben (rd. 4 000 Einw.). Mit dem Ausfall der Dieselmachine der „Norsel“ fielen (am 8. 8. vorübergehend, am 20. 8. endgültig) alle elektrisch betriebenen Geräte aus: Heizung, Licht, Echolot, Radar, Kreiselkompaß, Maschinensteuer, Ankerspill und Bootswinde. Trotzdem meisterten Kapitän und Mannschaft mit gewandt improvisierten Hilfsmitteln die Navigation auf der Rückreise mit einer Kursabweichung von nur 6 km vor der nebelverdeckten norwegischen Küste.

4. Waren See und Küsten nur mäßig, so das Innere des Landes praktisch unvermessen. Wir waren daher gezwungen, als Vorarbeit der eigentlichen Erforschung auf der Vorexpedition eine Karte herzustellen, während für Südwest-Spitzbergen bereits ein vorzügliches amtliches norwegisches Kartenwerk von acht Blatt im Maßstab 1:100 000 besteht.

5. Auch das Wetter ist in Südost-Spitzbergen ungünstiger als im Westen des Archipels. Wir sahen unter der ewigen, niederen Schichtwolkendecke unserer Insel hervor oft mit Neid auf die strahlende Sonne über West-Spitzbergen. Nur selten war es umgekehrt. Etwas lästig war der fast unausgesetzte Wind, der uns bei ständigen Temperaturen um 0° meist hinderte, uns bei der Geländearbeit während der kurzen Essenspausen hinzusetzen. Dem Nebel als dem größten Hindernis der Forschungsarbeit (der auch den Hubschrauber öfter fesselte) konnte man dank des ewigen Polartages oft einfach durch Verlagerung der Arbeitszeiten auf die „Nachtstunden“ ausweichen — denn bei dem stets raschen Witterungswechsel blieben auch solche Nebeldecken selten ganze 24 Stunden lang unverändert. So gingen insgesamt nur drei Tage (1 durch Nebel, 2 durch Schneesturm) ganz verloren. Dafür erlebten wir mit acht schönen Sonnentagen doppelt so viele, als uns die Mittelwerte erwarten ließen. Dies kam vor allem den kartographischen Aufnahmen zugute.

Neben der Kartenherstellung und dem Bau der „Würzburger Hütte“ hatte die Vorexpedition in dem unbekanntem Gebiet vor allem den Zweck, die Hauptexpedition wissenschaftlich vorzubereiten. Innerhalb der beiden Inseln war zuerst ein engeres Gebiet auszusuchen, in dem sich die Gegenstände der unten behandelten Teilfragen (vgl. Teil B, I—IX) der Untersuchung möglichst günstig dargeboten. Nach meinen damaligen Fluguntersuchungen und den vorzüglichen norwegischen Luftbildern des „Norsk Polarinstitut“ von 1936 wurde dafür die Umgebung des westlichen Freemansundes bestimmt, wobei die Wahl zwischen der SW-Kante der Barents-Insel oder der NW-Kante der Edge-Insel zunächst offen blieb. Schon nach den ersten Erkundungsflügen und Begehungen entschied ich mich für das unvergletscherte südwestliche Viertel der Barents-Insel, das fast genau 300 qkm umfassende „Stauerland“ (s. Taf. I, Abb. 2b). Es bietet wegen seiner Geschlossenheit 12 bzw. 15 km langen Tälern Raum,

die nur ganz unbedeutende („Jachenau“) oder gar keine („Staufertal“) Gletscherzuflüsse empfangen. Es weist ferner von seinen hochgelegenen Altflächen (Hohenstaufen, Rechberg, Rohlfberg, Krefftberg) über Hänge aller Neigungen, über Dellen, sowie kleinere und die genannten zwei größeren Täler bis herunter zu den beiden recht verschiedenen Vorländern „Talavera“ und „Barkhamodden“ eine wahre Musterkarte aller Formen in einer erst mit dem Beginn des Holozän vom Eis verlassenen „Frostschuttzone“ auf. Es wurden eine Reihe von „Prüffeldern“ besonders eingehend untersucht und vermessen. Hier vor allem wurden die nachstehend mitgeteilten Ergebnisse gewonnen. Sie sollten die verschiedenen Probleme so weit vorklären, daß für die Untersuchung der weiteren Inselgebiete auf der Hauptexpedition sachlich, räumlich und in der Verteilung der Arbeiten auf die Teilnehmer ein fester Rahmen gewonnen war. Daß diese Ergebnisse z. T. erst vorläufiger Natur sind, liegt auf der Hand und lag im Plan.

V. Gruppenarbeit

Um dies innerhalb von nur 29 Tagen leisten zu können, bedurfte es einmal der nötigen technischen Hilfsmittel. Die „Norsel“ diente als Wohnschiff, als Startplatz und Werkstattbasis für den Hubschrauber. Dieser sparte die langen Anmarschwege zu den Prüffeldern(und auf den Free-mangletscher), die sonst in dem weichen Auftauboden drei Viertel unserer physischen Kräfte mit wenig wissenschaftlichem Effekt verzehrt hätten. Für die natürlich auch außerhalb der Prüffelder nötigen Begehungen ermöglichte er es, etwa Hangprofile immer von oben nach unten abzugehen. Brach eine hindernde Nebeldecke auf, so waren wir ohne Zeitverlust zur Weiterarbeit an Ort und Stelle, die so erreichte Wetteranpassungsfähigkeit erwies sich als besonders wertvoll. Sehr wichtig waren ferner Erkundungs- und Übersichtsflüge, auch in Nachbarräumen. Und unentbehrlich war schließlich der Hubschrauber für die systematischen kartographischen Luftaufnahmen aus 1 500 und 2 000 m Höhe. Wenn an solchen Tagen eine Arbeitsgruppe den Helicopter völlig mit Beschlag belegte, standen für die andere ein seetüchtiges Schlauchboot mit 18 PS Motor, für schwerere Transporte (Hüttenbau) auch die Motorboote der „Norsel“ zur Verfügung. Auf ihnen basierte auch das vorbereitete System etwaiger Rettungsaktionen (z. B. für den Ausfall des Hubschraubers im Gelände), das zum Glück nie in Kraft zu treten brauchte.

Das wissenschaftliche Programm war nur in Gruppenarbeit zu erfüllen. Dabei kam es vor allem auf das planvolle Ineingreifen der geomorphologischen (BÜDEL, WIRTHMANN) und der geodätischen Arbeitsgruppe (WILHELM, PREUSS) sowie darauf an, daß beide zugleich aus dem einen (Ein-Passagier-) Hubschrauber und dem einen Schlauchboot den größtmöglichen Nutzen zogen. Der Arbeitsfortgang selbst machte (wie das Wetter) gelegentlich Umstellungen nötig. Im ganzen aber sahen wir darauf, daß der allmorgendlich gemeinsam festgelegte wissenschaftliche Tageslauf eingehalten wurde (aus dem sich das für den Piloten schriftlich fixierte zeitliche Start- und Tätigkeitsprogramm für den Tag ergab). Dabei war immer hinreichend Spielraum eingerechnet: jeder der Wissenschaft-

ler konnte für seine (dem vorgesehenen Plan entsprechenden) Arbeiten die Art der Ausführung und alle nötigen Abwandlungen selbst bestimmen. Angesichts des starken Hanges zur wissenschaftlichen Individualität, der uns Deutsche auszeichnet und bisher der Forschungs-Gruppenarbeit bei uns viel weniger Eingang verschaffte als etwa in den USA, in England und der UdSSR, war das ganze Unternehmen auch als Probefall in dieser Richtung angelegt. Wenn alle am gleichen Strang ziehen, geht es sehr gut, und da wir das alle mit demselben Eifer taten, scheint uns der Versuch geglückt.

IV. Internationale Zusammenarbeit

Unser Unternehmen sollte sich methodisch, räumlich und sachlich in den Rahmen anderer Polar- und Spitzbergen-Expeditionen einpassen. Die beabsichtigte methodische Ergänzung der vielen übrigen, fast sämtlich rein geophysikalisch ausgerüsteten wissenschaftlichen Polarreisen der jüngsten Zeit, insbesondere derjenigen des laufenden Internationalen Geophysikalischen Jahres wurde oben dargelegt. Räumlich fanden seit dem zweiten Weltkrieg in West- und Nord-Spitzbergen über 30 Expeditionen statt, aber keine einzige im Südostland. Auch während des Sommers 1959 waren neben uns an den Westküsten der Hauptinsel und von Nordostland fünf Expeditionen tätig. Zunächst eine internationale ozeanographische (unter deutscher Mitbeteiligung) in den Seegebieten südlich und westlich der Hauptinsel. Von den Landexpeditionen hatte die schwedische in Nordostland, die im wesentlichen der Nachmessung der früheren Ergebnisse H. W:SON AHLMANN's diente, ein rein glaziologisches Ziel. Vornehmlich glaziologischen, daneben geologischen und Kryoturbationsfragen ist die seit drei Jahren in dem kleinen Hornsundgebiet (südliche Westküste der Hauptinsel) tätige polnische Expedition (mit über 30 Wissenschaftlern!), ferner die unter J. CORBEL (Lyon) im ebenfalls engbegrenzten Gebiet des Kross- und Lilliehöök-Fjordes (nördliche Westküste der Hauptinsel) tätige französische Expedition sowie die laufenden — unter O. LIESTÖL hauptsächlich glaziologisch ausgerichteten — Untersuchungen des „Norsk Polarinstitut“, gewidmet.

Die gletscherkundlichen Untersuchungen (die bei uns nur eine Nebenaufgabe bilden) werden sachlich diesen Unternehmungen, insbesondere den mustergültigen Untersuchungen der Schweden und Norweger eingepaßt werden und sollen diese für das mit andersartigen Gletschertypen ausgestattete Südost-Spitzbergen ergänzen. Mit Hauptbeteiligten der polnischen Expedition wurde im September 1958 in der Schweiz Verbindung aufgenommen. Am engsten ist die Zusammenarbeit mit der französischen Expedition, die als Basis die Hütte der von F. NUSSEN (1948) im Winter 1942—43 geleiteten deutschen Wetterstation benutzt. Diese Abstimmung wurde am 6. 6. 1959 bei einem Treffen der beiden Leiter in Genf festgelegt und bezieht sich außer auf glaziologische vor allem auch auf die Frage der jungen Landhebung Spitzbergens, die von beiden Partnern nach gemeinsamem Plan — wenn auch mit verschiedener Methodik — bearbeitet wird. Die beiderseitigen Untersuchungen hierüber (wie zu einigen Nachbarfragen) sollen sich am Ende der Hauptexpedition 1960 auch wenn

möglich räumlich: längs der Hinlopenstraße und der Nordküste der Hauptinsel (= Route unserer Rückreise) berühren. Dem kommt entgegen, daß die beiden Unternehmen völlig synchron angelegt sind: auch die französische Gruppe führte 1959 schon eine kurze (12tägige) Vorexpedition mit ebenfalls vier Mitgliedern in ihr Arbeitsgebiet durch und wird 1960 gleichzeitig mit unserer auch ihre Hauptexpedition unternehmen. Vorher ist im Mai 1960 abermals ein Treffen für die nötigen Verabredungen geplant.

B. Wissenschaftliche Ergebnisse

I. Grundzüge des Großformenschatzes. Geodäsie und Kartographie. Arbeitsverteilung

Spitzbergen liegt an einem bedeutsamen Punkt der Erdoberfläche. Wie am besten eine Zirkumpolarkarte zeigt, reckt sich zwar seine Südspitze der Nordkante Europas (Nordkap) auf 650 km entgegen, aber sein 80° nBr. berührender nördlicher Küstensaum liegt gleichweit — jeweils 1000 km — vom Nordkap wie vom Nordpol entfernt. Das Nordwesteck Spitzbergens (Amsterdam-Insel) nähert sich vollends dem Nordostkap Grönlands (Kronprinz-Christian-Land) auf 420 km! Die kürzeste Entfernung des Archipels zur neuen Welt beträgt also nur zwei Drittel von der zur alten. Das bemerkenswerteste an der Lage Spitzbergens tritt jedoch erst auf einer Meerestiefenkarte zutage (Abb. 1). Nördlich der Bering-Straße und vor der Küste Ost-Sibiriens bleibt der Schelfrand (gegen die beiden tiefen, nur von dem ganz schmalen Polarrücken getrennten Nordpolarbecken) recht gleichmäßig rd. 600 km von der asiatischen Küste entfernt. Durch den Vorsprung der Taimyr-Halbinsel tritt das Festland dann (bei Kap Tscheljuskin, dem nördlichsten Punkt Asiens) auf nur 100 bis 150 km an den hier sanft geböschten Schelfrand (Kontinentalabfall) heran. Von da ab westwärts rücken nun die altweltliche Polarküste und der dazugehörige Schelfrand auf eine Distanz von 100 Längengraden (110° Ost bis 10° Ost) plötzlich weit auseinander. Die flache Küste Westsibiriens und Nordeuropas schwingt auf dieser Strecke weit südwärts zurück, während der sehr markante Schelfrand von dort fast geradlinig ostwestlich bis zur Nordwestecke Spitzbergens (Amsterdam-Insel) durchzieht. Die flachen Meeresgebiete der westsibirischen, der Kara- und der Barents-See, die diesen Schelf bedecken, gewinnen so Maximalbreiten von 1200 bis 1500 km. Dann aber biegt der Schelfrand an diesen NW-Eck Spitzbergens mit scharfem rechtwinkligen Knick fast genau südwärts ab und tritt als 1200 km lange Westgrenze der Barents-See schließlich fast unmittelbar an den äußersten Inselsaum Nord-Norwegens heran.

Dieser gegen die ozeanische Tiefsee (des europäischen Nordmeeres und des inneren Nordpolarmeeres) so auffällig scharf von zwei Winkelgeraden begrenzte Riesenschelf hat noch eine bemerkenswerte Eigenschaft: sein West- und vor allem sein Nordsaum zeigt typischen Randschwellen-Charakter im Sinne JESSENS (1948, spez. S. 69/70). Der Boden der Barents-See bildet westlich Nowaja-Semlja eine flach-modellierte, aber im ganzen nur wenig unter 200 m hinabreichende Schüsselform⁸⁾. Die Aufbiegung nach Westen tritt in der Bäreninsel und dem sich

⁸⁾ Nur in wenigen, sämtlich sehr begrenzten Depressionen werden größere Tiefen erreicht; der russische Myra-Atlas verzeichnet als Maximaltiefen an

(Forts. der Anm. S. 24)

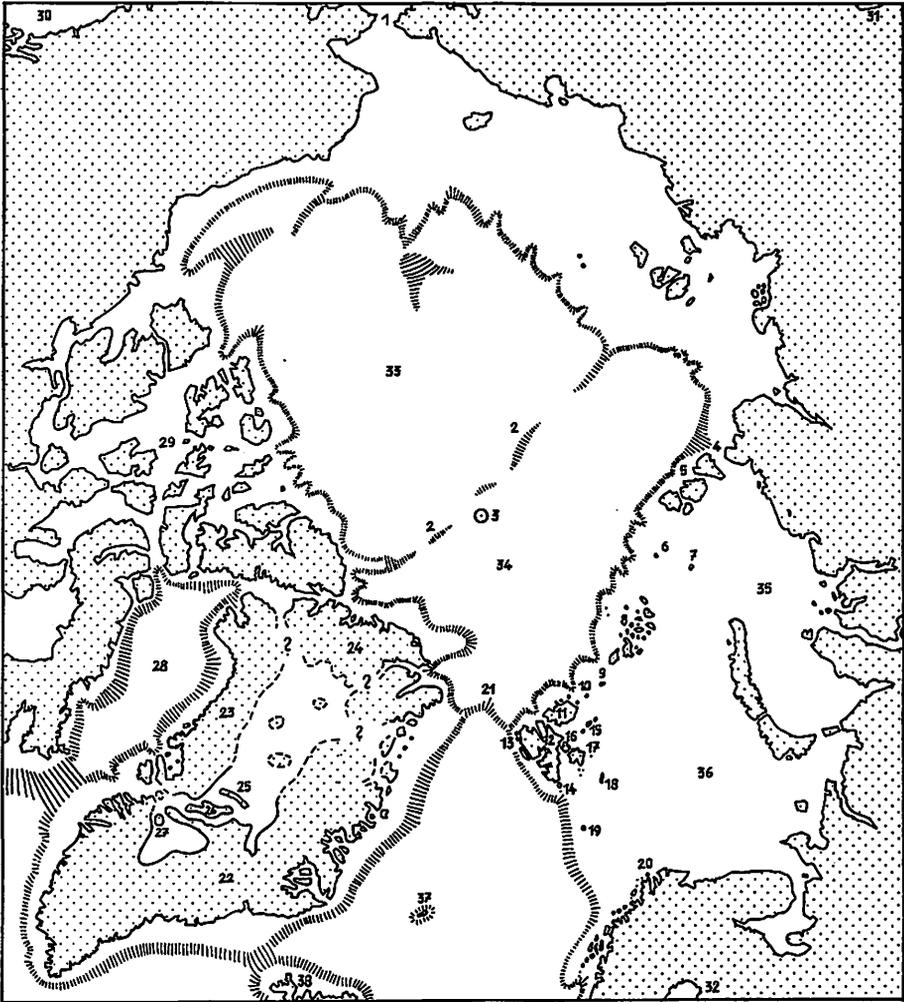


Abb. 1

Küsten, Schelfrand (Kontinentalsockel) und wichtige untermeerische Rücken im Nordpolargebiet bei abgedeckter Kryosphäre. Grönland ohne Inlandeis wird zu einem Archipel größerer Randinseln um ein seichtes, von kleineren Inseln erfülltes Schelfbecken. Die Fjorde West-Spitzbergens sind (ohne Gletscher) verlängert, seine Südspitze in zwei Inseln aufgelöst.

Die Skizze zeigt die weit gegen die neue Welt (Grönlandschelf) vorgeschobene Randschwellen-Lage des Svalbavd-Archipels.

Zahlenerklärung: 1 = Bering-Straße, 2 = Nordpolrücken, 3 = Nordpol, 4 = Wilkitzky-Straße, 5 = Severnaja Semelja, 6 = Usakow-Insel, 7 = Wiese-Insel, 8 = Franz-Josef-Land, 9 = Viktoria-Insel, 10 = Weiß-Insel, 11 = Nordost-Land, 12 = West-Spitzbergen, 13 = Amsterdam-Insel, 14 = Südkap West-Spitzbergens, 15 = König-Karl-Land, 16 = Barents-Insel, 17 = Edge-Insel,

18 = Hoffnungs-Insel, 19 = Bären-Insel, 20 = Nordkap, 21 = Nansen-Rücken, 22 = Süd- und Ostgrönländische Hauptinsel, 23 = Nordwestgrönländische Insel, 24 = Nordgrönländische Insel, 25, 26, 27 = Größere Inseln im Südteil der innergrönländischen Depression, 28 = Baffin-Meer, 29 = Kanadische Straßensee, 30 = Pazifischer Ozean, 31 = Ochotskisches Meer, 32 = Bottenwiek (Ostsee), 33, 34 = die beiden Hauptbecken des Nordpolarmeeres, 35 = Kara- und Westsibirische See, 36 = Barents-See, 37 = Jan Mayen, 38 = Island.

Fig. 1:

Coasts, continental shelf and important submarine ridges in the north-polar region (ice-cover removed). Greenland without its inland-ice would be an archipelago of larger marginal islands surrounding a shallow epeiric sea with smaller islands. The fjords of Western Spitsbergen appear lengthened; the southern point is changed into two islands.

The sketch shows the position of the Svalbard-Archipelago at the margins of the continental shelf where extending farthest towards the New World.

von da immer breiter und flacher bis Spitzbergen sich erstreckenden „Hoffnungs-Rücken“ (mit der Hoffnungsinsel) hervor. Die nördliche Randschwelle wird durch die sich von Ost nach West eng aneinanderschließenden Inselgruppen von Sewernaja Semelja, der Usakow- und Wiese-Insel, von Franz-Josef-Land und der Gruppe: Viktoria- und Weiß-Insel noch stärker betont. Jede dieser Gruppen liegt auf einem eigenen, sehr flachen Schelfplateau, wobei sich dasjenige der Viktoria- und Weiß-Insel (so wie der Hoffnungs-Rücken) schon eng an das von Spitzbergen anschließt. Hier endlich, wo die beiden Richtungen zusammentreffen, erreicht am äußersten NW-Eck des eurasiatischen Festlandsblockes die Randschwellenkante ihre stärkste Aufbiegung. Die Hauptinsel und das Nordost-Land bilden zusammen, mit konkaver Basisgrenze gegen die Barents-See, ein nach NW zeigendes Gebirgsdreieck, in dessen Mitte sich der Newton-Berg bis 1 712 m erhebt. In der Fortsetzung der Dreiecksspitze führt der schmale Nansen-Rücken (tiefste Einsattlung 1 750 m) nach dem Nordostkap Grönlands hinüber. Unter ihrer Inlandeislücke ist diese scheinbar geschlossene Rieseninsel nach den Forschungen der Victor-Expedition (BAUER, 1954) in ihrem Felssockel ebenso eine von Randschwellen umzogene — und zudem ähnlich große — Schelfmulde wie die Barents-See; das Muldeninnere ist in Grönland zudem kaum weniger tief, nur die Randwülste sind geschlossener und höher (Petermann-Spitze 2 941 m ⁹).

In dieser Rand- und Ecklage sind die beiden Hauptinseln Spitzbergens im Norden und Westen nur von wenigen küstennahen Inseln begleitet — so weit sich das schmale Schelfband vor ihnen noch ausdehnt. Dagegen zeigt südöstlich von ihnen eine weite Inselflur das ganz allmähliche Hin-

(Anm. 8, Forts.)

solchen Stellen 380, 410 und 420 m, dazu in der schmalen Barents-Rinne südlich der Bären-Insel, wo schon *Ahlmann* (1933) Werte unter 400 m angab, eine kleine Depression von 600 m Tiefe.

⁹) In wieviele große Randinseln sich die Randschwellen Grönlands beim Wegschmelzen des Inlandeises aufgelöst zeigte, ist ungewiß, weil nicht sicher ist, wieviele der — an der Küste bis 800 m unter dem Meeresspiegel hinabreichenden — Fjordbetten der großen Gletscher (Jakobshavener-, Humboldt-, Storström-Gletscher u. a.) wirklich unter dem Meeresniveau bis zur ostseegroßen

abtauchen des Schelfbodens zur inneren Barentssee (Abb. 1, Pt. 36) an. Den äußersten Kranz dieser Flur stellen (von NO nach SW) die Viktoria- und Weiß-Insel, das Inseldutzend des König-Karl-Landes, der südliche Inselkranz der Edgeinsel, die Hoffnungs-Insel und die Bären-Insel dar. Diese Inseln bilden auch die Grenze des größeren Archipelrahmens, den die Norweger seit 1925 zusammen mit Spitzbergen unter dem neuen (somit etwas weiteren) Begriff „Svalbard“ zusammenfassen¹⁰). Im Inneren dieses Inselbogens, die Verbindung zwischen ihm und den Hauptinseln Spitzbergens herstellend, liegt unser Arbeitsgebiet, die beiden mittelgroßen Inseln des Südostlandes: Barents- und Edge-Insel. Zwei sich nordwärts bzw. nordwestwärts trichterförmig verschmälernde Schelfbuchten: der Storfjord (N-Fortsetzung: Ginevra-Bucht) und die Olga-Straße (NW-Fortsetzung: Hinlopen-Straße) begrenzen diesen Landpfeiler im W und O. Durch zwei Querverbindungen zwischen diesen Buchten: die schmale, von kleinen Inseln erfüllte Meerenge des Heley-Sundes und den rd. 45 km langen, 5 km breiten Freeman-Sund werden die Barents- und die Edge-Insel von Westspitzbergen und untereinander getrennt.

Die Aufrißgliederung des Archipels deckt sich nur teilweise mit der seines Grundrisses und der weiteren seines geologischen Baues, vgl. die Karten bei FIEBOLD (1935) und ORVIN (1940). Der größte Teil West-Spitzbergens ist stark gehoben und zertalt, das bereits präglazial angelegte Talnetz ist durch die Inlandeisdecken der Kaltzeiten, vor allem aber durch das weniger mächtige Eisstromnetz der Gegenwart (und wohl auch früherer Warmzeiten) zu Trögen der verschiedensten Querschnittstypen vertieft, die zwischenliegenden Käme zugescharft worden. Längs der Westküste im Bereich der stärksten kaledonischen Faltung haben steil gestellte, nordsüdlich verlaufende Kristallinserien gleichstreichende Käme entstehen lassen, aber immer nur stellenweise, da gerade hier die meisten

Zentralmulde zurückgreifen. Das Binnenbecken Grönlands würde dann die gleiche Modellierung zeigen, wie der Boden des Barents-Seeschelfes, d. h. es wäre von vielen geschlossenen Hohlformen durchsetzt und von zahlreichen flachen Felsinseln erfüllt, von denen *Bauer* im S-Teil der Mulde drei größere schon einigermaßen sicher umgrenzen konnte (Nr. 25, 26 und 27 in Abb. 1).

So wie sich an die große randschwellenumzogene Barentssee ostwärts von Nowaja-Semlja die ähnlich gebaute der westsibirischen und der Karasee, südwärts der Landbrücke Lapplands diejenige der inneren Weißen See und der Ostsee anschließt, so schließen sich auch an Grönland (allerdings erst jenseits der isolierten Baffinmeer-Tiefseemulde) die vom Melville-Sund ausstrahlende, vierteilige Schelfmulde der kanadischen Straßensee und südlich davon diejenige des Hudson-Meer an. Im Umkreis ihrer Berührungsstelle am Nansen-Rücken lösen sich somit die Kontinente Amerika und Europa in eine Reihe ähnlich gebauter und ähnlich großer Schelfmulden auf, deren Randschwellen als größere und kleinere Inseln und Inselgruppen über den Meeresspiegel ragen.

¹⁰) Svalbard = altnordisch: „Kalte Küste“ oder „kalter Rand“, schließt als norwegisches Hoheitsgebiet im Osten noch die Weiß-Insel (Kvitöya) mit ein, aber nicht mehr die kleine Viktoria-Insel, die, wiewohl auf dem gleichen Schelfplateau wie Kvitöya gelegen, schon mit Franz-Josef-Land zum sowjetischen Hoheitsgebiet gehört.

großen Fjordtäler senkrecht zum Gesteinsstreichen nach Westen durchbrechen. Jedenfalls bleiben die Zwischentalkämme auch in der großen mittleren Grabenzone der Westinsel (mit ihrer Füllung flach eingelagerter Sedimente vom Devon bis zum Alttertiär) ganz genau so hoch, scharf und vorwiegend nach dem Talnetz ausgerichtet. Dabei folgt nur die Richtung einiger größerer Haupttäler (Wood-Fjord, Wijde-Fjord, innere Verzweigungen des Eisfjordes) den tertiären Störungslinien.

Östlich der großen Störungslinie, welcher der so auffällig-geradlinig NS-ziehende Wijde-Fjord und der nordöstlichste Ast des Eisfjordes (Bille-Fjord) folgen, ändert sich die geologische Struktur grundlegend. Einem zwischenkegigen Sockel von Altkristallin (Garwood-Land, Neufriesland, N-Teil von Nordostland) ist im SO eine weite, flache, nur noch „saxonisch“ gestörte Schichtmulde von Karbon und Trias (mit kleinen auflagernden Juraresten) eingelagert, in deren Mittelachse Hinlopen- und Olga-Straße eingetieft sind. Aber die morphologische Ausgestaltung dieses so einheitlich gebauten Ostkörpers der Inselgruppe ist sehr verschieden. Unmittelbar nordöstlich des Eisfjordes liegt in Kristallin, Karbon und Trias die zentrale Massenerhebung der ganzen Insel mit besonders hohen Kämmen (Newtonberg, 1712 m). Dann aber tragen sowohl das nördlich anschließende Neu-Friesland (Kristallin), das Nordostland (Kristallin und Karbon) und der Ostsporn West-Spitzbergens sowie das anschließende Südostland (von Basaltlagerdecken durchsetzte Trias) gleichmäßig weite niedrige Rumpfflächen mit nur durch die verschiedene Art der hier herrschenden Plateauvergletscherung jung abgewandelten Relieftypen: Neu-Friesland beherrschen die nur ganz dünn-glasurhaft die Rumpfflächen überziehenden „Eishaut“-Gletscher mit wenigen anschließenden Talgletscherzungen, das Nordostland bedecken zwei große, erst seit 1920 getrennte Inlandeiskuchen und in der Barents- und Edge-Insel herrscht endlich ein zwischen diesen beiden vermittelnder Typus vor.

Wie der geologische so ist auch der *Großformenbau* unserer beiden Inseln unter Vorherrschen der Horizontale von verblüffender — unsere Problemstellung begünstigender — Einfachheit. Die Basis bildet der Schelfboden der umgebenden Seeräume. Seine Gestaltung im einzelnen ist noch völlig unbekannt. Soweit die wenigen Lotungen zeigen, besitzt er ein flachwelliges Relief mit zahlreichen geschlossenen Mulden und isolierten Schilden, die auf ehemalige Eisausformung hindeuten (BLÜTHGEN, 1942, dort auch die ältere Literatur). Die 100 m-Tiefenlinie wird im Osten und Westen (zum Storfjord und zur flachen Depression, die den Schelfsockel des König-Karl-Landes umzieht, vgl. AHLMANN, 1933) erst 35 km vor den Küsten unserer Inseln erreicht. Im Süden sitzt die Edge-Insel vollends dem vorerwähnten Hoffnungs-Rücken auf: bis zur Hoffnungs-Insel (100 km) und zur Bären-Insel (300 km) erreichen die Meerestiefen geschlossen nur 50—90 m. Da sich demgegenüber Barents- und Edge-Insel überall in unmittelbarer Küstennähe mit Steilhängen bis zu mehreren hundert Meter hohen Rumpfflächen erheben, bilden sie auf diesem fast ebenen, vom Meer nur flach verhüllten Sockel tatsächlich schroff ansteigende Hochplateaus.

Aber zwischen dem Schelfboden unten und den krönenden Altflächen oben ist gelegentlich — nur an einzelnen Küstenstrichen — noch eine sehr auffällige Zwischenform eingeschaltet. Es ist der schon von vielen Küstenstrecken West-Spitzbergens her bekannte *Vorlandsaum*. Wie die berühmte westnorwegische „Strandflats“ zieht er auch in Spitzbergen von den Außenküsten tief ins Innere der Fjorde — so hier in den Freeman-Sund — hinein. Aber in Svalbard ist dieser Saum viel schmaler (in West-Spitzbergen maximal 10 km, im Südostland höchstens 6, gewöhnlich aber nur 2—4 km breit). Außerdem tritt er hier nur stellenweise auf. Wo dies aber geschieht, ist er fast durchwegs mit steilem Schuttfuß gegen die unmittelbar hinter ihm aufsteigenden Außenflanken der Inselplateaus abgesetzt. Schwieriger ist mangels hinreichender Lotungen sein Verhältnis zum Schelfboden zu verfolgen. Gelegentlich erfährt er eine untermeerische Fortsetzung: so setzt sich das von uns untersuchte Talavera-Vorland an der SW-Kante der Barents-Insel in der klippenumgürteten Inselflur, die den Westausgang des Freeman-Sundes einengt, sicher noch fort, und zwar mit einem ähnlich bewegten Relief wie das Talavera-Vorland selbst. An einzelnen Stellen scheint von den Vorländern oder ihren untermeerischen Fortsetzungen dann ein wieder etwas steilerer Abfall zum umgebenden Schelfsockel in 50—100 m Tiefe hinabzuführen.

Über den steilen Außenflanken liegen die krönenden Altflächen in rd. 200 m Höhe, erreichen aber im Inneren der Barents- und der Edge-Insel schließlich über 500 m. Ihre höchsten Scheitelflächen sind von flachen Firnhauben verhüllt, auf der Barents-Insel von dem zentralen, gut $\frac{1}{3}$ der Inselfläche bedeckenden Firnfeld. Von diesem strahlen nach N, W, S und O große Talgletscher aus, die solcherart an den Kanten der im Großen quadratisch gebauten Insel, bes. an der NW- und SW-Kante, die von uns gesuchten Inselteile eisfrei ließen.

Kartenskizze Abb. 2b (siehe Tafel I am Schluß) läßt dies schon im Umriß erkennen. Sie beruht mit ihrem wesentlichen Inhalt auf flüchtigen Faustskizzen, die ich während der Vorexpedition vom Boden und von der Luft aus zeichnete. Welche Verbesserung des Überblicks schon diese erste Rohaufnahme bietet, zeigt ein Vergleich mit Taf. I (Abb. 2a), die F. WILHELM aus den besten vor der Expedition von 1959 erreichbaren Quellen — zumeist Seekarten — zu deren Vorbereitung hergestellt hatte. Ihre neu berechnete Netzgrundlage war auch für die Karte Tafel I, Abb. 2b sehr nützlich. Tafel I (Abb. 2a) stellt praktisch nur den Kenntnisstand dar, der mit der ersten Umrißbestimmung der Inseln durch die beiden von A. PETERMANN angeregten deutschen Expeditionen unter KOLDEWEY (1868) sowie unter HEUGLIN und ZEIL (1870) erreicht war. Von diesen Expeditionen wurden auch nur einige Küstenpunkte und auffällige küstennahen Berge benannt, aber selbst die ersteren nur ungenau vermessen. Die seitherige, vornehmlich norwegische Erforschung und Vermessung galt wiederum nur den Küstensäumen und noch mehr den Seegebieten um die Inseln und war auch da sporadisch, besonders seitdem die Aussichten der Pelztierfänger und Robbenschläger mit dem fortschreitenden 20. Jahrhundert wegen Erschöpfung der Wildbestände rasch abnahmen und dafür die Kohlengruben des Eisfjordes alles Interesse Norwegens auf sich zogen.

Der zweite Weltkrieg, der jeden Verkehr abschnitt, und die 1945 beginnende Wiederverschlechterung der Eisverhältnisse taten das ihre dazu, um die Inseln wieder in den Stand der Unberührtheit zurücksinken zu lassen. Die schon erwähnten vorzüglichen norwegischen Luftaufnahmen von 1936 und 1938 fanden in diesem Teil des Archipels bis 1959 keine kartographische Auswertung, bedeuteten für uns aber eine sehr wichtige Ergänzung der eigenen Aufnahmen, sowohl für die hier beigegebene Rohskizze Abb. 2b wie auch für unsere neu herzustellende Karte der Barents-Insel und Umgebung im Maßstab 1 : 100 000 (den auch die norwegischen Karten vom Südteil West-Spitzbergens zeigen).

Die Aufnahme dieser (in Arbeit befindlichen) Karte war eine der Hauptaufgaben unserer geodätisch-kartographischen Arbeitsgruppe. Die terrestrischen Basisaufnahmen führten F. WILHELM und H. D. PREUSS gemeinsam auf der auch hierfür sehr geeigneten, unser Hauptarbeitsgebiet beherrschenden Hochfläche des Hohenstauen (rd. 400 m Scheitelhöhe mit weiter allseitiger Sicht) und dessen nördlichen Seitenrücken durch. Die zugehörigen Luftaufnahmen nahm H. D. PREUSS aus 1 500 m (Senkrechtbilder) und 2 000 m (Schrägbilder) Höhe vom Hubschrauber aus auf. Ebenso hat PREUSS die Aufgabe der bestmöglichen Auswertung dieser Aufnahmen mit dem technischen Rüstzeug, das ihm am „International Topographical Center“ an der Technischen Hochschule in Delft (Niederlande) zur Verfügung stand, hervorragend gelöst. Die fertige Karte dürfte die norwegischen Karten von SW-Spitzbergen in der Grundrißgenauigkeit trotz viel schwierigerer Aufnahmebedingungen annähernd erreichen. Sie vermittelt nun erst wirklich ein getreues Bild der Küstenumrisse, sowie den ersten — gleich sehr zuverlässigen — Einblick in das bislang völlig unbekannte Innere der Barents-Insel.

Außer seiner Mitwirkung an der Basismessung zur Hauptkarte oblagen F. WILHELM alle terrestrischen Einzelvermessungen auf den morphologischen Prüffeldern im Stauerland, insbesondere diejenigen der Nagelreihen, mit deren Hilfe die Fließerde-Bewegungen (bei verschiedenen Hangneigungen und mit den verschiedensten Abwandlungen von Solifluktionstypen) von 1959 bis 1960 erkennbar werden sollen. Die Aufnahmen sollten so genau sein, daß an jedem der 800 in solchen Reihen in Abständen von rd. 1 m eingeschlagenen (22,5 cm langen, 7,5 cm starken) Stahlnägel Verschiebungen tunlichst von einem, mindestens aber von zwei Millimetern sicher feststellbar sind. F. WILHELM hat sich diesen und anderen verwandten Aufgaben mit Gewandtheit gewidmet und endlich zusammen mit H. D. PREUSS auch bereits für 1960 Ablationsmessungen am Freeman-Gletscher vorbereitet.

Mein engster Mitarbeiter, A. WIRTHMANN, hat mich während der ganzen Reise bei allen morphologischen Untersuchungen begleitet. Da er außerdem den Hauptteil, vor allem die vielen ebenso zeitraubenden wie wichtigen Einzellasten der Organisation mit stets bewährter Zuverlässigkeit trug (so. z. B. auch die sämtlichen Kassengeschäfte), hat er sicher den undankbarsten, am wenigsten sichtbaren Teil der Expeditionsarbeit übernommen, das ganze Unternehmen aber dadurch erst flott und arbeitsfähig gemacht. Seine wissenschaftliche Mitwirkung, vor allem die stete

Möglichkeit zur Diskussion der Beobachtungen und Schlußfolgerungen mit einem kritischen Begleiter, waren mir eine große Hilfe und haben viel zur Klärung des unten mitgeteilten Standes der Ergebnisse unserer Vor-
expedition beigetragen.

II. Die Kryoturbation auf den Altflächen

a) Die geophysikalischen Grundvorgänge

Unter Kryoturbation verstehen wir den Bildungsvorgang der Frostmusterböden ¹¹⁾, die auf \pm ebenem Gelände, d. i. bis zu Hangneigungen von weniger als $1,7^\circ$ bis 2° ohne Mitwirkung der Schwerkraft jene allen Frostklimaten eigentümliche ring-, bienenwaben- oder schachbrettartige Musterung der Bodenoberfläche entstehen läßt. Frostmusterböden sind auch der Tundrenzzone nicht fremd, finden aber ihre reinste Ausprägung und eine geschlossene Verbreitung nur in der Frostschutzzone, deren unten näher zu kennzeichnende Varianten in SO-Spitzbergen die weiteste horizontale Ausdehnung im Umkreis der europäischen Polarregion finden (Abb. 3). Außerdem ist in Spitzbergen ihre Beständigkeit durch das Vorhandensein eines Dauerfrostbodens gesichert, wie er auch in den meisten Teilen des eiszeitlichen Mitteleuropa herrschte. In Spitzbergen reicht der Dauerfrostboden heute 200 bis 350 m in die Tiefe. Der oberflächliche Auftauboden war am Ende des — auch in Spitzbergen warmen — Sommers 1959 im Mittel nur 30 cm mächtig (Extreme 20 und 67 cm!) und entsprechend wasserreich, selbst an den steileren Hängen mit besserer Drainage.

Bei jeder Frosteinwirkung auf den Boden werden eine Reihe von geophysikalischen Grundvorgängen ausgelöst, die im nichtgefrorenen Boden fehlen. Diese Grundvorgänge sind einzeln im Umriß bekannt, wenn auch noch nicht in allen Varianten, in denen sie in Wirklichkeit im Boden vorkommen. Im übrigen hat man die meisten von ihnen in Frostmusterböden schon beobachtet, als reell festgestellt ¹²⁾. Weithin unklar ist jedoch 1. in welchem Verhältnis zueinander, in welcher Kombination sie zusammenwirken müssen, um wirklich solche Musterböden zu erzeugen, was einwandfreie Ursache, nicht nur als bloße Begleiterscheinung wirksam zu werden und 2. wie weit ältere Reliefgenerationen das heutige Bild dieser Erscheinungen mitbestimmen.

¹¹⁾ Kryoturbations- oder Frostmutterböden (Troll, 1944) ist wohl der beste deutsche Oberbegriff-Terminus für alle diese Gebilde. Unterbegriffe sind: Froststrukturböden als Folge eines Entmischungsvorganges zwischen grob- und feinkörnigen Bodenbestandteilen (Steinringe, Steinpolygone) und Frosttexturböden als Folge von Ring- oder sonstiger Frostmusterbildung in homogen zusammengesetzten, insbesondere feinkörnigen Böden (Troll nach Kaufmann, 1929).

¹²⁾ Seit der ersten, bis ins frühe 19. Jahrhundert zurückreichenden Entdeckung dieser auffälligen Strukturformen (V. Baer, 1837), insbesondere aber seit sie die Spitzbergen-Exkursion des Internat. Geologen-Kongresses von 1910 mit einem Schlag ins Scheinwerferlicht der Forschung rückte, sind in diesem halben Jahrhundert eine große Anzahl von Theorien zu ihrer Entstehung vor-

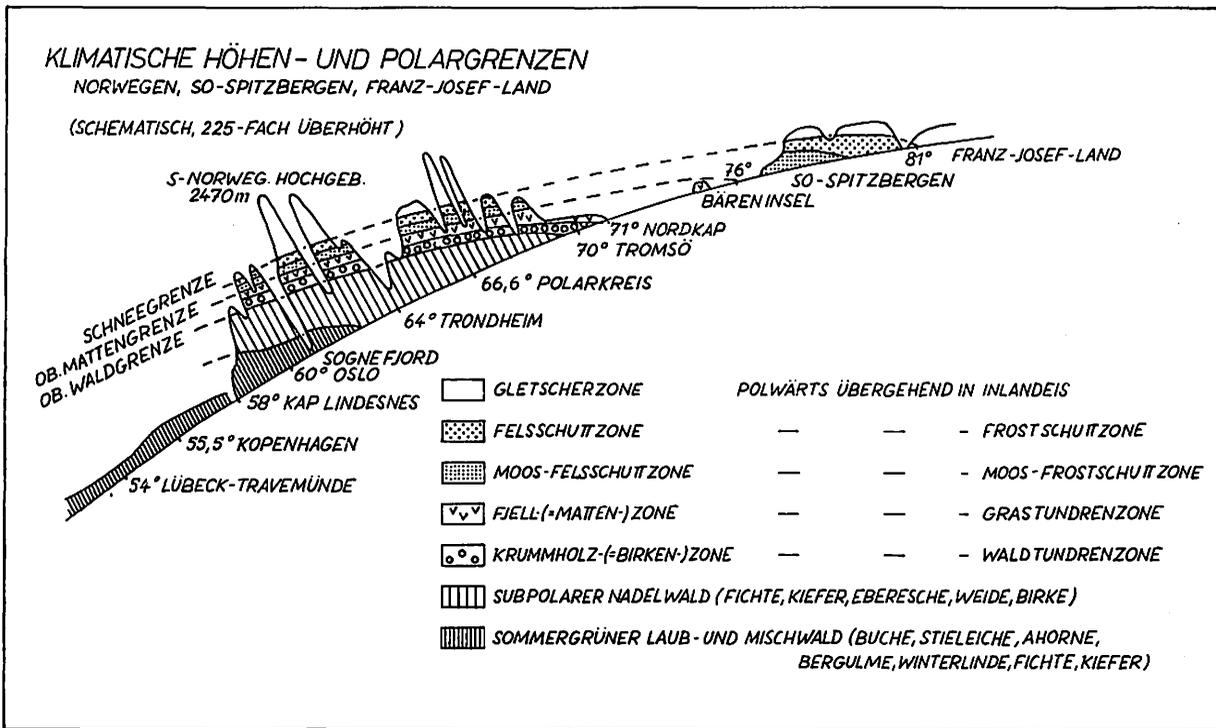


Abb. 3 (Unterschrift s. S. 31)

Abb. 3

Klimatische Höhen- und Polargrenzen von Südnorwegen bis Franz-Josef-Land.

Die Abbildung zeigt die weite Flächenausdehnung der beiden Frostschuttzonen in SO-Spitzbergen. Sie umfassen hier große Landschaften mit allen Gliedern: Altflächen, Tälern, Vorländern, usw. Die klimatisch entsprechenden Höhenzonen der Mittelbreiten (selbst im norwegischen Hochgebirge, hier noch in 225-facher Überhöhung dargestellt) sind für die Ausbildung eines entsprechenden Großreliefs viel zu schmal.

Fig. 3:

Climatic altitudinal and polar limits from southern Norway to Franz-Josef-Land. The figure shows the vast area covered by the two frost-split debris zones in southeastern Spitsbergen. They comprise large landscapes with all their different forms: plateaus, valleys, forelands etc. The climatically corresponding altitudinal belts of the middle latitudes (even in the high mountains of Norway—the exaggeration of the vertical scale is 225 times) are by far too small to allow the formation of the same major landforms.

Die meisten dieser Grundvorgänge beruhen auf dem Umstand, daß das Wasser beim Gefrieren sein Volumen um rd. $\frac{1}{10}$ ausdehnt. Beim Einfrieren eines Bodens wird sich diese Volumenvermehrung vor allem nach oben geltend machen, d. h. es kommt zum

1. Frosthub (Frosthebung), einer Aufpressung des ganzen Bodens nach oben. Nach der physikalischen Theorie würde der Boden dann nach dem Wiederauftauen um den gleichen Betrag zurücksinken, d. h. der rein physikalische Augenblicksvorgang hinterlasse keine Spuren und vollzöge sich ganz gleichartig, ob das Einfrieren nur eine Nacht, oder einen Winter oder eine Eiszeit lang dauert. Indessen kommt zu einer sehr deutlichen Spurensummierung, so bald der Boden (wie in kalten Klimaten mit über-

gelegt, miteinander kombiniert und weiterentwickelt worden. Eine Reihe von Seiten des Problems, insbesondere über die vorerwähnten Grundvorgänge, sind dabei schon geklärt worden, so von geomorphologischer Seite etwa durch Högbom (1914, 1927) und Poser (1931, 1933, 1934). Hierzu gehört auch die Widerlegung der Theorien von Low (1925) und Gripp (1927) durch Mortensen (1932, 1934). Für andere Teilfragen jedoch (s. u.) waren die zuletzt durch Troll (1944) in umfassend-kritischer Würdigung dargelegten Theorien noch nicht restlos befriedigend. Immerhin haben dabei einzelne Forscher, so Högbom (1927) und Poser (1913) auf die Bedeutung des Entstehens solcher Formen als Produkte einer (geomorphologischen bzw. geologischen) Entwicklungsreihe hingewiesen, während andere — dem allgemeinen Zug zur „Physikalisierung“ aller Naturwissenschaften im letzten halben Jahrhundert folgend — in diesen Formen vornehmlich die kurzlebig-vergänglichen Begleiterscheinungen eines einfachen, in Raum und Zeit immer gleichartigen, durch einfache Messungen (etwa der Bodentemperaturen oben und unten) genau festlegbaren Vorganges sahen — vergleichbar etwa den Gasblasen, die kochenden Wasser in stets gleicher (dem übergeordneten Siedevorgang gegenüber völlig gleichgültig-vergänglicher) Form entsteigen. Ein Beispiel hierfür gab Gripps (1927) Brodelhypothese. Natürlich sind physikalische Vorgänge (aber mehrere, s. u.) die Ursache dieser Formen, aber welche und in welchem Zusammenspiel in Raum und Zeit?

wiegender mechanischer Verwitterung fast stets) aus grobem und feinem Material gemischt ist. Dann werden mit dem
(Textfortsetzung s. S. 33)

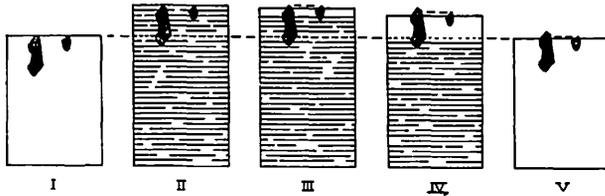


Abb. 4

Bewegungen im noch unsortierten Frostboden: „Frosthub“ des Feinerdebodens infolge Volumenvermehrung beim Gefrieren und „Aufrieren“ verschieden großer Steine (erweitert nach *Hamberg*, 1916).

I) In einem Verwitterungs-Feinerdeboden stecken nahe an der Oberfläche zwei verschieden große Steine (der größere habe die dreifache Höhe des kleineren). Nichtgefrorener Ausgangszustand.

II) Der Boden friert tief ein. Mit dem Frosthub werden beide Steine gleichmäßig emporgehoben (gefrorener Boden waagrecht schraffiert, Höhe des Frosthubes der Anschaulichkeit wegen übertrieben dargestellt).

III) Beginn des Auftauens bis fast zur unteren Spitze des kleinen Steins. Dadurch erstes Wiedereinsinken des Feinerdebodens. Die Steine machen diese Senkung noch nicht mit, weil sie mit ihrem unteren Teil ja noch fest eingefroren sind. Sie schauen daher jetzt schon ein wenig aus dem Boden heraus (beide gleichviel, maximal knapp 10% der Höhe des kleinen Steines).

IV) der Boden ist weiter aufgetaut (jetzt bis zur unteren Spitze des großen Steins) und daher weiter eingesunken. Der kleine Stein — jetzt nicht mehr eingefroren — macht diese Senkung schon voll mit. Der große Stein, denn er ist unten ja immer noch fest eingefroren. Seine obere Spitze ragt also jetzt weiter aus dem Boden heraus (annähernd dreimal so hoch wie der kleine, nämlich maximal knapp 10% des großen Steines).

V) Der Auftauprozeß ist bis zur Basis der dargestellten Bodensäule fortgeschritten. Das Wiedereinsinken durch Volumenverminderung hat den gesamten Frosthub wieder ausgeglichen. Der Feinerdeboden hat wieder das Ausgangsniveau I). Aber die beiden Steine ragen jetzt um die bei III) und IV) erzielten Beträge über die Bodenoberfläche auf. So entsteht allmählich ein frosterzeugtes „Steinpflaster“ (vgl. Abb. 8 und 9).

Fig. 4:

Movements of a still un-sorted frozen ground: frost heaving of the fine-grained soil due to increase of volume and “upfreezing” of stones of different size (after *Hamberg*, 1916, completed).

- I Two stones of different size (the left be three times as big as the right) are near the surface of a fine-grained soil, which is not yet frozen.
- II The soil freezes to a considerable depth. Each stone is equally heaved (frozen ground in horizontal hatching; the extend of frost heaving is exaggerated for the sake of clearness).
- III Thawing reaches down nearly to the lower end of the smaller stone. Beginning subsidence of the matrix. The stones still sticking in the frozen subsoil remain motionsless, and are standing, therefore, out above the level of the adjacent matrix (one as much as the other, i. e., hardly 10% of the length of the smaller stone in the maximum).

IV Thawing reaches down nearly to the lower end of the big stone; subsidence has continued. The smaller stone—no longer resting on the frozen subsoil—takes full part in this subsidence, but the big one is still immovable, because still frozen to the subsoil. Its upper end stands out above the matrix by nearly 10% of its length (i. e. almost three times as much as small stone).

V The whole soil is thawed. Subsidence due to shrinkage compensated the whole frost heavings. The matrix re-assumed the original level I). But the stones stand out of it by the amounts brought about during the phases III) and IV). In this way freeze-thaw cycles can eventually produce a "stone-pavement" (cf. fig. 8 and 9).

2. Auffrieren (Ausfrieren) die großen Steine durch den in Abb. 4 (erweitert nach A. HAMBERG, 1916) im Prinzip dargestellten Vorgang an die Oberfläche geschafft, und zwar die größeren immer rascher als die kleineren. Hinzu kommen fördernde Nebenwirkungen, so durch die Bodeneislinsen- und Kammeishebung der Steine bei täglichem Frostwechsel, wie sie FURRER (1955) u. A. beschrieben. In Spitzbergen tritt die Wirkung des Auffrierens besonders drastisch darin zutage, daß an der Westküste die Gebeine der dort seit Jahrhunderten von ihren Kameraden im Auftauboden begrabenen Jäger und Walfänger nach kurzer Zeit an die Oberfläche gelangen. Im Mineralboden ist das über lange Zeiten summierte Endprodukt dieses Vorganges ein allgemeines Frostpflaster.

Frosthub und Auffrieren sind auch in einem strukturfreien Boden schon wirksam. Setzen wir die — im Frostschuttklima ja praktisch allgegenwärtige — Frostmusterung (d. h. oberflächliche Feinerdeflecke umgeben von Grobschuttringen) einmal als gegeben voraus und vergegenwärtigen wir uns den Vertikalschnitt einer solchen Struktur in der im fossilen Frostboden Mitteleuropas am allgemeinsten verbreiteten Form der Frost-Feinerde- oder Lehmkessel (Abb. 5 schematisch, Abb. 6 reales Einzelbeispiel), so enthält jeder solche Kessel gegenüber den umgebenden Grobschuttwänden sehr viel mehr Wasser (vor allem Sorptionswasser, dazu Kapillar- und Sickerwasser). Die Folge ist, daß sich die oben bezeichneten Vorgänge nunmehr praktisch auf diese Lehmkessel beschränken. Der Frost und das Auffrieren wirken wie vorhin senkrecht nach oben. Aber gegen die viel wasserärmeren Grobschuttwände kann sich die starke Volumenvermehrung des einfrierenden Feinerdematerials nun auch in seitlichem Druck bemerkbar machen. So entspricht hier dem nach oben wirkenden Frosthub der

3. Frostdruck, der sich (mit den dicken weißen Pfeilen der Abb. 5) auch zur Seite und sogar, wenn auch in abgeschwächtem Maß nach unten geltend macht. Auf diese Weise panzert sich der Lehmkessel selbst allmählich mit einer Hülle flach an sein Salband gepreßter Steine aus¹³⁾. Das

¹³⁾ Diese so erheblich nach der Seite (und sogar nach unten) vom Feinmaterial eines Lehmkessels ausgehenden Frostdruckkräfte entstehen wie folgt: der Frost dringt zu Winterbeginn von oben in dem viel weniger wasserhaltigen „trockenen“ Grobschuttmantel um einen solchen Lehmkessel rascher in die Tiefe. Wenn aber dann der Frost schließlich auch den mit Sorptionswasser

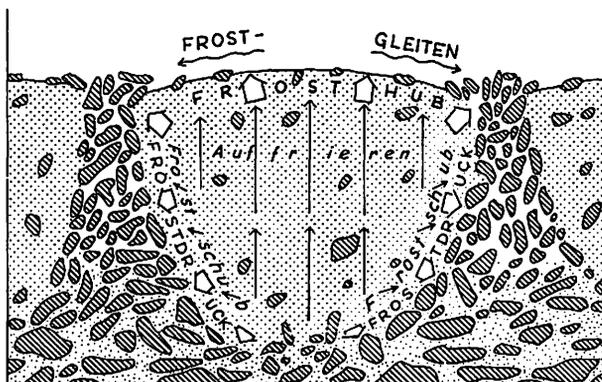


Abb. 5

Schemabild eines Lehmkessels (Kryoturbationskessels) im pleistozänen Fossil-Frostboden Mitteleuropas, die Bewegungsrichtungen einiger Grundvorgänge im schon sortierten Frostboden zeigend.

Dicke weiße Pfeile: Ausdehnungs- und Druckrichtung des Feinmaterials beim Einfrieren zu Winterbeginn (Frosthub, Frostdruck).

Dünne schwarze Pfeile: Verschiebungsrichtungen der größeren Steine in der sommerlichen Auftau- und Regelationsperiode (Auf-frieren, Frostschub, Frostgleiten).

Fig. 5:

Schematic section of a frost-pocket in the fossil pleistocene frozen ground of Central Europe, showing the direction of some fundamental processes in a soil already sorted.

Big white arrows: direction of expansion and pressure of the matrix at the beginning of frost in winter (frost-heaving and frost pressure). Thin black arrows: direction, in which the larger stones are moving during the summery period of freeze-thaw cycles (frost heaving, frost-thrust, microsolifluction).

überreich angefüllten Lehmkessel ergreift, so ist dessen Sprengwirkung durch Volumenvermehrung ungleich größer. Natürlich frieren auch hierbei die oberen Teile des Feinmaterials zuerst ein, so daß schließlich, beim Fortschreiten des Frostes nach unten, die in seinem Basalteil entstehenden Druckkräfte nicht mehr nach oben sondern nur noch gegen die Wände dieses Basalteiles, d. h. vor allem seitwärts (und — immer senkrecht zum Salband — schließlich abgeschwächt auch nach unten) gegen das von Luftlöchern durchsetzte und daher nicht geschlossen eisverpackte, nachgiebigere Grobschuttmaterial wirksam werden können (vgl. Büdel, 1959, S. 305).

Daß auch Frostdruck nach unten vorkommt, zeigen die zahlreichen — mir bis jetzt freilich nur aus fossilen mitteleuropäischen Beispielen bekannten — Fälle, wo solche Frostkessel auch nach unten parallel zu ihrem Salband „gepanzert“ waren.

ist besonders bei dünnplattigen Verwitterungsscherben deutlich, die dann in den die Kessel umgebenden Ringen auch an der Tagesfläche senkrecht stehen. Dazwischen wird die Kesseloberfläche durch den winterlichen Frosthub kräftig aufgewölbt (SCHENK, 1955). Dabei gleiten die hier durch das Auffrieren ständig nach oben gelangenden Steine durch das

4. Frostgleiten seitlich ab und verstärken so die Grobschutt-Steinringe gewissermaßen „von oben her“. Aber es wächst ihnen noch durch einen weiteren Vorgang unmittelbar aus dem Inneren des Kessels heraus grobes Verwitterungsmaterial zu. Denn so, wie diese Kessel durch das „Auffrieren“ grobe Steine senkrecht nach oben befördern können, sind sie offenbar auch fähig, dies durch einen verwandten Vorgang, den (freilich anscheinend nur auf kleine Distanzen hin wirksamen)

5. Frostschub auch nach der Seite oder wenigstens seitlich schräg nach oben zu tun. Die hier dann durch den Frostdruck (dicke weiße Pfeile) senkrecht an die Wände gepreßten Steine des Grobschuttmantels sind also zum Teil durch den Frostschub aus dem Inneren des Kessels an diese Wände befördert worden. Frosthub und Frostdruck (dicke weiße Pfeile in Abb. 5) bezeichnen so die Ausdehnungs- und Druckrichtungen, die beim Einfrieren zu Winterbeginn in der Feinmaterialfüllung des Kessels entstehen und für die Druckorientierung in den Grobschuttwänden verantwortlich sind; Auffrieren und Frostschub (dünne schwarze Pfeile in Abb. 5) dagegen die Verschiebungsrichtung der großen Steine, die das Wiederzusammensinken des Feinerdekerns und das Schmelzen seiner inneren Eislamellen während der sommerlichen Auftau- und Regelationsperiode nicht völlig mitmachen. Beide — an der Unterseite eines Kessels geradezu entgegengesetzten — Bewegungen finden also nicht gleichzeitig, sondern im jahreszeitlichen Wechsel statt¹⁴⁾.

Wir haben die Vorgänge 3, 4 und 5 bereits an einer Musterstrukturform: einem Lehmkessel kaltzeitlich-mitteuropäischen Typs demonstriert, die Existenz solcher Strukturen zunächst einmal als gegeben voraussetzend (vergleiche auch das reale Beispiel Abb. 6). Die Vorgänge reichen in der hier dargelegten Kombination weitgehend aus, um die Materialsortierung und die Senkrechtstellung der Randsteine, kurz: die stete Weiterentwicklung einer solchen Form nach ihrer einmal erfolgten ersten Anlage und — was noch wichtiger ist — nach deren unzählige Male gleichartig und gleichzeitig über weite Landstrecken wiederholten Anlage zu erklären. Unverändert aber blieb nach der Literatur (s. Anm. 12) wie auch unseren bisherigen (noch unveröffentlichten) Ergebnissen über die fossilen Kryoturbationsböden Frankens die dreifache, jetzt präzise zu stellende Frage: einmal nach den Ursachen der ersten, unzählige Male gleichartig nebeneinander wiederholten Anlage solcher Formen (d. h. nach der eigentlichen Ursache des „Musters“), zweitens nach den einzelnen Phasen des weiteren Entwick-

¹⁴⁾ Ferner kann (etwa nach der Geschwindigkeit des Forsteintritts oder dem Grad der vorherigen Wasserdurchtränkung) auch in einem Jahr dieser, im andern Jahr jener Vorgang stark überwiegen.

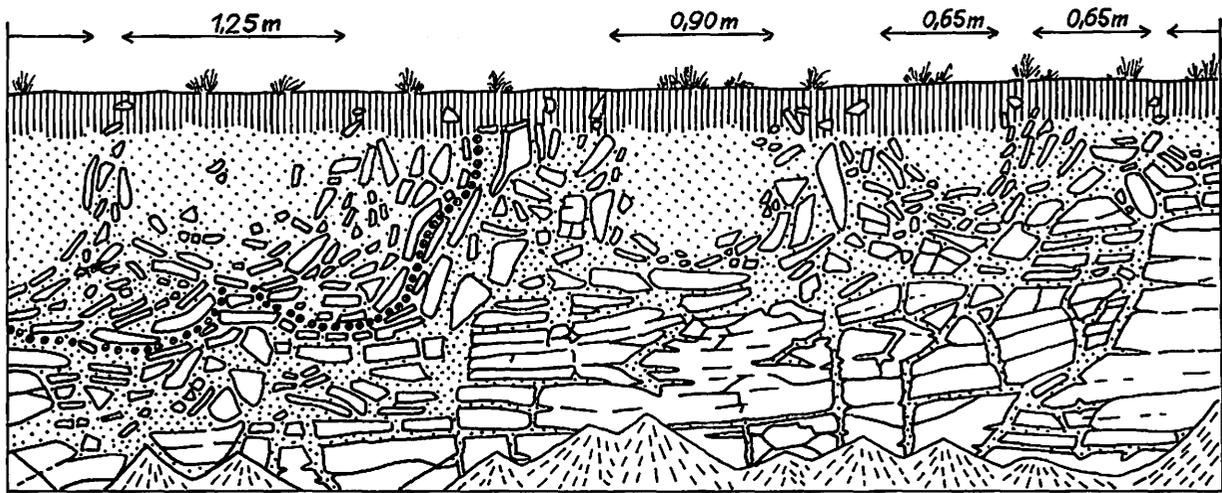


Abb. 6 (Unterschrift S. 37)

Abb. 6

Für Mitteleuropa typische pleistozäne Kryoturbation.

Schwebende Lehmkessel über flachlagerndem Muschelkalk im Kulmbacher Bergland (Oberfranken, 11 km NW Kulmbach, 1,5 km SW Kirchleus, Altflächenrest, Gefälle 2° nach hinten (NO), 508 m, aufgen. 6. 3. 1957).

Gegenüber einer schematischen Darstellung dieses verbreiteten Typs (Abb. 5!) ergibt seine Einzelaufnahme folgende Züge:

a) Die Lehmkessel sind recht verschieden groß (Breite 65—125 cm), desgl. ihre Abstände (20—150 cm). Das umgebende Steinnetzwerk bildet daher nicht nur schmale Spalten zwischen dem Kessel, sondern breitet sich gelegentlich zu einer Decke aus, in der die Lehmkessel nur verstreute Inseln bilden.

b) Die Genese eines solchen Frostmusterbodens zeigt mehrere Phasen. Ausgangspunkt war eine mächtige tonreiche Braunerdedecke als Produkt der vorhergehenden interglazialen Warmzeit(en). In ihr wurden beim Beginn der folgenden Kaltzeit größere Steine durch Auffrieren nach oben geschafft. An lehmreichen Stellen lief dieser Prozeß rascher an und ab: hier entstehen die Lehmkessel, die durch Frostdruck und Frostschiebung allmählich ihre jetzige, scharf umrissene Gestalt erwarben und das Steinnetzwerk der Zwischenzonen (besonders schmalerer) steil aufpreßten.

c) Im linken Bilddrittel finden sich dazu zwei Generationen von Kesseln übereinander. Die ältere (dick punktierte Linie) setzt einen tiefergreifenden Auftauboden voraus.

d) In der rechten Bildhälfte rückt der anstehende Kalk näher zur Oberfläche. Er ist neben seinen Schichtfugen von mehreren flach-schüsselförmigen Frostsprüngen durchsetzt.

e) Fugen wie Frostsprünge sind mehrere m tief durch Karstlösung zu lehmgefüllten Spalten erweitert. Der Bildung von Frostmusterböden im Jungpleistozän ging in Mitteleuropa eine tiefgreifende Lockerung des Anstehenden durch alternierende — alternierend sich steigernde — Verwitterung im älteren Pleistozän voraus: Frostsprünge in den Kaltzeiten, Karstlösung in den Warmzeiten (Analog *Mortensen*, 1947). Den rezenten Frostmusterböden Spitzbergs fehlt eine solche Vorarbeit (vgl. *Büdel*, 1959).

Fig. 6:

Pleistocene cryoturbation typical of Central Europe. Loam-pockets in but loose contact with the bedrock (Muschelkalk in the Kulmbach Mountains, Oberfranken, 11 kms NW of Kulmbach, 1,5 km SW of Kirchleus; old land surface with an inclination of 2° backwards, i. e. NE, altitude 508 m; surveyed at 6/3/1957.

Compared with the schematic section of fig. 5 this genuine example shows the following features:

a) The loam-pockets are of very different size (breadth 65—125 cms) and their distance from one another varies also (20—150 cms). The surrounding network of stones, therefore, does not only form narrow divides between the pockets, but it sometimes covers larger areas, in which the pockets are but dispersed islands.

b) The development of such frost-patterns shows several phases. The parent material was a thick brown forest soil with a high clay content formed during the preceding interglacial period(s). During the subsequent glacial period frost heaving brought the larger stones to the surface. Where the soil was richest in loam, there this process commenced earliest and sorted best: here the loamy pockets developed, which eventually got their present sharply defined shapes by continued frost-shove and frost pressure, and

which up-ended the stones of the interstitial networks, especially where they were thinnest.

- c) The left part furthermore shows two generations of pockets one above the other. The elder of the two (line of big dots) implies a thicker mollisol.
- d) More to the right the basic limestone comes nearer to the surface, showing platter-shaped frost cracks in addition to the original bedding planes.
- e) Down to several meters bedding planes as well as frost cracks were enlarged into clefts karstification. The formation of frost-patterns in the Upper Pleistocene of Central Europe was preceded by a thorough loosening of the bedrock due to an alternating and alternatively increasing weathering during the Lower Pleistocene: frost-cracks during cold periods and karstification in the warm ones (cf. *Mortensen*, 1947). The recent patterned ground of Spitsbergen is lacking such preceding developmental phases (cf. *Büdel*, 1959).

lungsganges (in der Legende zu Abb. 6 vorgreifend angedeutet) und drittens nach etwaigen weiteren hier mitspielenden Randvorgängen.

Zur Lösung dieser Fragen kamen wir auf SO-Spitzbergen zunächst einmal dazu, diese Frostmuster nach drei Größenordnungen zu gliedern:

a) die *Kleinen*. Diese Formen haben eine Tiefe von nur 4—12 cm, ihre *Breite* beträgt 15—50 cm, d. h. sie sind noch mit ein bis zwei aufgespannten Händen zu bedecken. Sie sind auf SO-Spitzbergen meist an Bodendecken aus reinem oder überwiegendem *Feinmaterial* gebunden, dem nur wenig Schutt ohne größere Steine beigemischt ist. Die begrenzenden Ränder sind stets Spalten.

b) die *Mittelgroßen*. Sie sind der am weitesten verbreitete und in sich bunte Größentyp: ihre Tiefe beträgt 30 bis 70 cm, ihre *Breite* 60 bis 180 cm. Ihre Ränder sind meistens deutliche breite Steinringe (Wallringe, Wülste) aus „trockenem“ (feinerde- und damit wasser- bzw. im Winter eisarmem) feinerem (innen) und größerem Schutt (außen).

c) *Riesenformen*. Die von Eiskeilnetzen begrenzten Taimyrpolygone¹⁵⁾ müssen, obwohl sie sich in wesentlichen Zügen von den kleineren Typen unterscheiden, folgerichtigerweise ebenfalls zu den Kryoturbationsformen gerechnet werden. Vor allem bei den fossilen Formen der Mittelbreiten nähern sie sich schon in der Tiefendimension der vorigen Gruppe an. Außerdem gingen sie dort im Lauf der klimageschichtlichen Entwicklung häufig in normal wirkende, wenn auch übernormal große „Lehmkessel“ über (*Büdel*, 1959). Die *Breite* der von den Keilnetzen begrenzten Polygone liegt auf der Barents-Insel zumeist bei 10—15 m, die *Extreme* liegen etwa zwischen 8 und 25 m, die (zunächst nur roh geschätzte) *mittlere Tiefe* der Eiskeile mag zwischen 2,5 und 5 m liegen.

¹⁵⁾ Der sonst auch übliche Name „Tundra-Polygone“ ist unzweckmäßig, denn mit dem Dauerfrostboden, an den sie gebunden sind, ist gerade diese Kryoturbationsform am allerwenigsten an eine bestimmte pflanzengeographische oder klima-morphologische Zone geknüpft: sie kommt in der Tundren- und Frostschuttlzone ebenso vor, wie im hochkontinentalen Teil des subpolaren Nadelwaldes der Alten und Neuen Welt — soweit eben nur der Dauerfrostboden reicht.

All diese Formen sind z w e i t e i l i g : sie haben einen ausgedehnteren Kern, der bei den Klein- und Mittelformen meist aus Feinerde besteht, und ein rechteckiges, polygonales oder kreisförmiges L i n i e n m u s t e r, das die Kerne solcherart umgrenzt. Wenn sich dabei die Kerne, wie häufig, eng-wabenförmig aneinanderschließen, besteht das Linienmuster aus einem S p a l t e n n e t z. Ein solches ist bei den Riesenformen stets, aber auch bei den Kleinformen fast stets vorhanden (s. o.).

Man kann nun zur Erklärung von den K e r n e n oder den S p a l t e n n e t z e n ausgehen. Den letzteren Weg ging SCHENK (1955 a, b). Er legte eine neue g e o p h y s i k a l i s c h e Theorie der Spaltenentstehung für alle „periglazialen Strukturböden“ vor. Auf dem Weg zu ihrer Begründung hat er zahlreiche, bis jetzt nicht oder wenig beachtete physikalische Seiten des Problems ans Licht gehoben und damit auch die geomorphologische Forschung stark gefördert. Einen Teil seiner Ergebnisse haben wir schon oben bei der Darstellung der G r u n d v o r g ä n g e mitverwandelt. Darüber hinaus führt diese Theorie einen weiteren Grundvorgang in die Strukturformenforschung ein, die

6. F r o s t a n s a u g u n g (mit der ihr folgenden D e h y d r a t a t i o n). Der Gedankengang ist dabei kurz folgender. Es war schon länger bekannt, daß eine zu Winterbeginn von oben in den Boden eindringende „Frostfront“ aus tieferen Schichten Wasser ansaugt (so TROLL, 1944, S. 564 usw.). Dadurch wird ein großer Teil des Wassers in die oberen Bodenschichten geleitet, das dann in der Tauperiode des darauffolgenden Sommers die starken Bodenbewegungen der Kryoturbation und Solifluktion fördert.

Bisher nahm man an, es handle sich dabei um Kapillarwasser und um kapillare Ansaugung. SCHENK wies nun nach, daß die Vorräte an Kapillarwasser in den in Frage kommenden Bodentypen viel zu gering und sehr rasch verbraucht sind. Die Frostansaugung vermag aber auch und gerade das auf elektrisch-osmotischem Wege eng an die einzelnen Bodenteilchen gebundene S o r p t i o n s w a s s e r (oder, nach SCHENKS Sprachgebrauch: Hydratationswasser¹⁶⁾) zu erfassen. Nach DÜCKER (1939, 1940) und SCHENK (1955, S. 42—46) vermögen gefrorene Bodenpartikel das Sorptionswasser mit etwa dreißigmal stärkerer Gewalt an sich zu reißen als nichtgefrorene. Da die Frostansaugung auf diesem Wege auch weit größere Hebungsbeträge überwinden kann, als die Kapillarkraft, muß hier innerhalb der unzähligen winzigen „Sorptionshüllen“ um jedes einzelne Bodenteilchen eine Art Kettenreaktion der elektrisch-osmotischen Anziehungskräfte von der vordringenden „Frostfront“ ausgehen. Dies genauer zu klären, ist eine Aufgabe der experimentellen Bodenphysik, nicht der Geomorphologie. Wichtiger für uns ist eine weitere Folgerung. Der Gehalt solchen „Sorptionswassers“ (Hydratationswassers) im Boden ist nach Korngrößenanteilen verschieden und weitaus am stärksten bei Vorherrschen von Ton- und Feinschluff-Korngrößen zwischen 1 und 20 μ : solche Böden enthalten in der Form des Sorptionswassers mehr Wasser als jede

¹⁶⁾ Wir möchten den Ausdruck Hydratationswasser lieber vermeiden, um Verwechslungen mit dem innerhalb der Bodenmineral-Moleküle eingebauten „Hydratwasser“ (Kristallwasser) vorzubeugen.

andere Bodenart (oberhalb eines Grundwasserspiegels) an Wasser speichern kann. Aus diesem Grunde sind solche Böden am stärksten „frostgefährdet“ (DÜCKER, 1939), zeigen so zusammengesetzte Feinerdekerne der Frostmusterböden die größten Frosthub-Beträge.

In dieser physikalischen Kenntnisvermehrung über Wesen, Betrag und Begünstigung von Frosthub und Frostansaugung liegen SCHENKS wichtigste Ergebnisse. Er schließt nun weiter: wenn die Frostfront von oben in den Boden eingedrungen ist (um ein Beispiel zu nennen: 10—20 cm in einen insgesamt 70 cm mächtigen Auftauboden über Dauergefrorenis) so bewirkt die auf diese Front zugerichtete Frostansaugung des Sorptions- oder Hydratationswassers, daß den Basisschichten dieses Auftaubodens ebensoviel solches Wasser entzogen wird. Diesen Prozeß bezeichnet SCHENK als „Dehydratation“. Dies bedeutet also: Bodenaustrocknung (und Volumenverminderung) durch Absaugen des Hydratationswassers auf eine in den Boden eindringende Frostfront hin. Dabei teilt SCHENK nichts darüber mit, wie mächtig die beiden damit vor der Frostfront entstehenden zwei Bodenschichten sind: die durch Hydratation wasserübersättigte unmittelbar vor ihr und die in einiger Entfernung (welcher?) darunter durch die Dehydratation ausgetrocknete. Auch sonst ist über diese Distanzen in der Literatur nichts bekannt. Damit aber ist diese Austrocknung durch Dehydratation eine in wichtigen ihrer Einzelzüge erst noch experimentell oder durch Naturbeobachtung zu erhärtende — wenn auch als ganzes logisch einleuchtende — Theorie oder Hypothese. SCHENK leitet nun von dieser noch weitere geomorphologische Folgerungen in nicht weniger als vier Stufen ab: 1. durch den Hydratationswasserentzug entstehen im Unterboden Schwundrisse, 2. diese Schwundrisse nehmen die Form senkrecht im Boden stehender Spalten an, die sich zu Spaltennetzen zusammenschließen. 3. Diese Spaltennetze sind die (alle andern Einflüsse zu Nebenwirkungen herabdrückende) Hauptursache für die Erstanlage der Kryoturbationsformen aller drei Größenordnungen. 4. Es ergibt sich daraus, daß die begrenzenden Spalten, nicht die umgrenzten Kerne der aktive, genetisch wesentliche Zug der Entstehung aller Frostmusterböden sind.

Damit erschien auf einfachste geophysikalische Weise — wie seinerzeit durch die von den Kernen ausgehende Low-Gripp'sche Brodeltheorie — der ganze Problemkreis von Grund aus geklärt. So war es eine Aufgabe der Expedition, die Gültigkeit dieser vierstufigen Schlußfolgerung in der polaren Wirklichkeit nachzuprüfen. Insbesondere galt diese Prüfung der Frage, ob ein und derselbe geophysikalische Vorgang imstande sei, drei schon in ihrer Größenordnung so unterschiedliche Formenkreise aus einer Wurzel zu erzeugen.

b) Die Kleinformen

Die Kleinformen kommen einer Deutung aus „Dehydratationsspalten“ besonders entgegen, da sie — s. o. — fast stets auf Böden vorkommen, die ganz oder überwiegend aus Feinmaterial bestehen, und da ihre Kerne stets von Spalten umgrenzt sind. Solche Feinerdeböden kommen als Kernfüllung der mittelgroßen Frostmuster, vor allem aber im Bereich

der stark mergeligen Kalk- und Sandsteinsedimente vor, welche die Barents- und Edge-Insel weithin aufbauen. Mit großem Wassergehalt speichern sie im Sommer auch viel Wärme, dementsprechend fanden wir in solchen Böden die Grenzfläche der Dauergefrorenis tiefer als sonst, maximal in 67 cm Tiefe (N-Flanke der Edge-Insel, rd. 15 km östlich von Kap Lee). In dieser Tiefe war das Anstehende noch nicht erreicht und auch keine Annäherung an dieses — etwa durch Zunahme größerer Gesteinstrümmer — zu bemerken. Es liegen hier also mindestens 70—80 cm Boden vor, den die Frostverwitterung allein im Holozän erzeugte. Der Frost vermochte somit diese Gesteine rasch und tiefgreifend bis zur Feinsand- und Schluffkorngröße (bis 200 my, 100 my, vielleicht sogar bis unter 50 my¹⁷⁾) aufzuarbeiten — aber nicht weiter! Alles Feinmaterial der Böden in der Frostschuttzone SO-Spitzbergens besteht daher aus Grobschluff und Feinsand. Die Feinschluff- und Tonkorngrößen (unter 20 my bis 1 my), zu deren Bildung nur chemische Verwitterung führt, scheinen ebenso zurückzutreten wie die chemische Umwandlung vieler Gesteinskomponenten zu Tonmineralien. Solche gelangen nur aus einer Quelle in größerem Umfang in die Frostverwitterungsböden: nämlich aus dem Tonmineralgehalt der — hier triassischen — Ausgangsgesteine¹⁸⁾. Damit fehlen diesen Böden weitgehend gerade die Korngrößen, welche die größte Aufnahmefähigkeit für Sorptionswasser, die größten Frosthebungsbeiträge, die stärkste Frostansaugung und die stärkste Neigung zu den — theoretisch zu fordernden — Dehydratations-Schwundrissen zeigen; d. h. die polaren Feinerdeböden sind paradoxerweise weniger „frostgefährdet“ als die stärker chemisch zersetzten Böden aller wärmeren Klimazonen (vgl. BÜDEL, 1959, S. 303). Dennoch bieten diese Böden für die genannten Vorgänge hier noch die relativ besten theoretischen Voraussetzungen, so

¹⁷⁾ Die genaueren Werte und Prozentanteile können erst nach der Analyse und Auswertung aller aus Spitzbergen mitgebrachten Bodenproben angegeben werden.

Sehr bemerkenswert war die lockere Struktur dieser Schluffböden — sie legte die Vermutung nahe, daß die gleiche Eigenschaft vieler unserer mitteleuropäischen Böden ein Kaltzeitrelikt sei — im Gegensatz etwa zu den meist binding-festen Tieflands-Böden aller Warmklimate.

Die Tieflandsböden der Tropen und Subtropen (Rotlehme, Braunlehme, Roterden u. ä.) sind dank der dichten Packung ihrer (oft Koalin-) Tonteilchen hochplastisch, aber wenig quellfähig und durchlässig; sie erschweren den Pflanzenwurzeln den Weg zu ihrer (an sich großen) inneren Oberfläche, sind ausgetrocknet schwer pflüger und der Bodenerosion stark ausgesetzt. Anders die Böden der Frostklimate (einschl. der fossilen in den Mittelbreiten wie der höhentropischen): viel Sand und Schluff, wenig (insbes. Kaolin-) Ton und die ständige Frostlockerung machen sie krümelig, den Pflanzenwurzeln zugänglich, stets leicht pflüger, wasserdurchlässig (oft sogar quellfähig) und damit sehr resistent gegen Bodenerosion.

¹⁸⁾ In kleinerem Umfang außerdem durch die gelegentlich vorhandenen Reste präglazialer Fugenverwitterung sowie die noch zu bestimmende geringe Rolle, die die chemische Oberflächenverwitterung auch heute auf Spitzbergen noch spielt (s. u. S. 46).

wohl durch ihr Schluff-Feinkorn (mit hoher Speicherfähigkeit für Sorptionswasser) wie auch durch die Tiefe des Auftaubodens. Beim Wiedereinfrieren im Winter müssen dabei die obersten Schichten durch Frostansaugung noch wasserreicher werden, während Volumenschwund durch Dehydratation (nach SCHENKS Theorie: in Form senkrechter Spalten und regelmäßiger Netze aus solchen) im Basalteil des Bodens eintreten müßte. Davon war bei unseren Aufgrabungen nichts zu sehen. Sowohl bei geschlossenem Vorkommen wie als Kernfüllung mittelgroßer Strukturen zeigte dieser Feinerdeboden trotz seiner Tiefe stets nur oberflächliche Kleinformen-Spaltennetze, die meist nur 4—8 cm (äußerstenfalls aber auch nur 10—12 cm tief) nach unten zu verfolgen waren.

Damit ergab sich bei den Kleinformen der Kryoturbation kein Anhaltspunkt für die Mitwirkung der Dehydratation bei ihrer Entstehung. Die Tiefe der hier überall die Kerne der Textur- und Strukturformen umgrenzenden Spalten entspricht vielmehr genau der Tiefe der hochsommerlichen, oberflächlichen *Auströcknung* des Auftaubodens. Oft konnte man die trockeneren Oberflächentafeln zwischen den Spaltennetzen als „Kuchenboden“ abheben. Die Spalten erwiesen sich damit einwandfrei als *Trockenrisse*. Sie bilden teils (ohne Steinfüllung) ein reines Texturnetz, teils aber auch (mit Feinschutt gefüllt) kleine Steinringe. Diese sind fast ausnahmslos „schwebend“ (nach POSER, 1931, 1933, d. h. nur von oben in die Spalten hineinreichend, ohne Verbindung zu einer unsortierten tieferen Verwitterungszone). Offensichtlich ist das Material dieser Miniatur-Steinringe zu fast 100 % durch Frostgleiten und Schmelzwasserabspülung von den durch den starken winterlichen Frosthübel aufgewölbten Feinerdekernen dorthin gelangt. Einmal eingetretene Trockenrisse umgrenzen damit hier kleine solche Kerne, von denen jeder einen isolierten Spielraum für eine bestimmte Kombination der genannten Frostboden-Grundvorgänge abgibt. Dadurch werden etwa in einem besonders trockenen Sommer erstmals angelegte Risse für mehrere Jahre oder gar Jahrzehnte konserviert, bis sie durch Schmelzwasserabspülung zugeschwemmt werden. Dann entsteht ein neues Trockenriß-Netz. Wir fanden Stellen, wo mindestens zwei Generationen etwas verschieden großer solcher Riß-Netze sich kreuzten: ältere, halbvernarbte und jüngere, frische. Die älteren werden bei zunehmendem Gefälle aus tiefen, schmalen Rissen oft zu seichten, flachen Rinnen für abfließendes Schmelzwasser.

c) Die Riesenformen der Eiskeile und die Geschichte des Frostbodens

Die Riesenformen der Eiskeilnetze sind gegenüber den relativ kurzlebigen (maximal vielleicht einige Jahre oder höchstens Jahrzehnte ausdauernden) Miniaturformen sehr beständige, manchmal nicht nur Jahrtausende, sondern Jahrzehntausende, in besonderen Fällen vielleicht sogar Jahrhunderttausende ausdauernde Gebilde. Ihr Alter ist gleich dem Alter des Dauerfrostbodens, in dem sie stecken. Solange dieser nicht abschmilzt, bleiben sie \pm unverändert bestehen, es sei denn, sie würden durch Abtragungsvorgänge aufgezehrt und nicht erneuert.

In unseren Mittelbreiten entstanden sie im Laufe des Frühglazials jeder Kaltzeit (BÜDEL, 1959, S. 305 und Anm. 9) und schmolzen mit dem Schwinden des Dauerfrostbodens wieder ab (was wohl mit noch größerer Verspätung als die Abschmelzung der Inlandeisdecken erst gegen Ende jeder Spätglazialperiode geschah). Hier sind somit die uns fossil als Löß- und Lehmkeile überkommenen Formen nach ihrer Entstehung Kaltzeitgebilde. Anders im Umkreis des Nordpolargebietes. Hier gibt es zwei verschiedene Bereiche. In einem (flächenmäßig kleineren) kam es im ganzen Quartär: weder in den pleistozänen Kalt- noch in den zwischenliegenden Warmzeiten einschließlich der holozänen, nicht zur Ausbildung einer landverhüllenden Kryosphäre, d. h. von Gletschern und Inlandeisdecken (Teile Ostasiens, N-Alaska). Hier sind nach den verdienstvollen einschlägigen Untersuchungen von SCHENK (1953, 1958) viele Eiskeile auf ebenen, der Abtragung wenig ausgesetzten Flächen offenbar schon beim Beginn des Eiszeitalters zusammen mit der ersten Ausbildung des Dauerfrostbodens angelegt worden und unverändert bis heute erhalten geblieben. Wie mein Schüler GÖHRS (1952) nachwies, ist in solchen vom quartären Landeis nie erreichten Regionen der Dauerfrostboden besonders mächtig: in Sibirien erreicht er maximal 1 000 m, die Eiskeile dort 30 m Tiefe (BAKKER, 1959). Da beides: Dauerfrostboden wie Eiskeile hier auch heute im warmen Holozän noch ausdauern, dürften sie auch die Interglaziale weithin überdauert haben und somit in der Tat seit dem Beginn der ganzen Quartärperiode bis heute bestehen.

Im zweiten größeren Bereich der Nordpolarländer und der subpolaren Tjäle-Gebiete überdeckten jedoch Inlandeismassen in den Kaltzeiten große Gebiete. Unter diesen wich allmählich der Dauerfrostboden, schwanden mit ihm auch die Eiskeile. Gaben nun in den Interglazialzeiten und im Holozän die zurückschmelzenden Eisdecken den Boden wieder schutzlos dem polarkontinentalen Winterklima preis, so bildete sich in ihm eine perenne Tjäle mit Eiskeilen von neuem, also in jeder Warmzeit, d. h. die heute noch als wirklich eisgefüllte Keile vorhandenen zu Beginn des Holozän¹⁹⁾.

¹⁹⁾ In Bezug auf die Temperaturen des Bodens und der tieferen Erdrinde bis zu einer erst in mehreren 100 bis 1 000 m tief gelegenen Ausgleichsfläche waren also in den kaltzeitlich vergletscherten Polarräumen (ähnlich auch in der hochkontinentalen Taiga) die Glazialzeiten die warmen, die Interglazialzeiten jedoch die kalten Perioden. Damit sind die Eiskeilnetze in SO-Spitzbergen gleichalt mit den anderen, ebenfalls erst in den letzten 9 000 Jahren auf damals weithin eisbefegtem Fels entstandenen Frostbodenbildungen. Im Gegensatz zu letzteren stecken die Eiskeile aber stets nicht nur in Dauerfrostboden, sondern auch tief im Anstehenden; sie gehen so auch an Hängen von mehr als 2° nicht in Solifluktuationsformen über, sondern behalten ihre Netzform. Eiskeile fehlen hier im harten und dichten Basalt, Sandstein oder Quarzit, in denen meist die Altflächen unseres Gebietes liegen. Ihr Standort sind lockere Gesteine, in erster Linie die gehobenen postglazialen Seesedimente der Vorländer, ferner Moor- und Verlandungszonen um Binnenseen (s. Abb. 21, 28, 29), aber auch ausstreichende ton- und mergelreiche Triassedimente, insbesondere auf flacheren Strukturterrassen über harten

Die Tiefe der Eiskeile kann nach der Größe der Polygone (extreme 8—25 m ϕ) und nach der Mächtigkeit der (von Basalt unterlagerten) jungen marinen Sedimente, in denen sie im Ostteil der Talavera (s. Abb. 21) stecken, in erster Annäherung auf 2,5—5 m geschätzt werden. Genauere Angaben sollen auf der Hauptexpedition durch Bodensprengungen gewonnen werden. Durch Untersuchungen der dann bloßgelegten Eisstruktur hoffen wir, auch über ihre Bildungsweise: die erste Anlage der Spalten, Näheres ermitteln zu können²⁰⁾.

Vielfach wurde dagegen schon eine oberflächenmorphologische Folge des Eiskeilphänomens beobachtet. Die von ihm besetzten Seesedimente werden im östlichen Talaveravorland von der dort ostdrängenden Lateralerosion des Stauerbaches angeschnitten. Durch Ausschmelzen an der Erosionskante (und aus klimatischen Gründen auch auf der anschließenden Oberfläche der Sedimente) werden die dortigen Keile zu Schrittmachern von — bis 500 m langen — Seitengerinnen. Nach dem Alter der Sedimente und der Eiskeile in ihnen (s. u. S. 94) standen für diese rückschreitende Erosion hier äußerstenfalls die letzten ein bis zwei Jahrtausende zur Verfügung. Noch wirkungsvoller ist derselbe Nachfolgeprozeß an Eiskeilnetzen zu beobachten, die infolge der hier rasch fortschreitenden Hangdenudation an Berghängen oder auf Strukturterrassen bloß-

Gesteinsimsen. Sie sind an solchen Stellen auf der Barents- und Edge-Insel schon weit verbreiteter als im Hauptland Spitzbergens (wo sie bisher kaum beschrieben waren) und dazu gelegentlich von geradezu verblüffender, rechteckig-rechtwinkliger Regelmäßigkeit. Vor allem aber kommen sie auf solchen Gesteinen auch an steileren Hängen bis über 20°, ja in einer Stelle (Abb. 30) bis nahezu 30° Neigung vor, was nach unserer Literaturkenntnis bis jetzt noch nirgends beobachtet wurde.

²⁰⁾ Nach unseren bisherigen Erfahrungen erscheint uns jedoch auch hier eine andere Erklärung wahrscheinlicher als *Schenks* Dehydratationshypothese. Wenn diese eben nach *Schenk* (1958) in erster Linie die Spaltung der Mittelformen erzeugen soll (die Kleinformen scheiden ja nach dem oben Gesagten wohl aus), so setzte dies eine Distanz der Dehydratation von nur wenigen dm vor der Frostfront voraus und ebenso eine sich in der gleichen Größenordnung haltende Vertikalausdehnung dieser Zone. Um Eiskeilspalten zu erzeugen, sind aber Schrumpfung in einer viele Meter, ja in sibirischen Extremen sogar ein bis drei Zehnern von Metern mächtige Deckschicht der Lithosphäre nötig. Bis jetzt sehe ich keine Möglichkeit, zwei durch solche Größenunterschiede getrennte Formen auf dieselbe Ursache zurückzuführen. Die Einheitlichkeit und oft verblüffende Regelmäßigkeit der Keile wie der ganzen Netze sprechen m. E. dafür, daß sie weit eher als im (langsam in Jahrtausenden) sich ausbildenden bereits in einem mindestens bis zur Tiefe der Eiskeile fertig ausgebildeten Dauerfrostboden entstanden sind, möglicherweise durch Tiefroststrisse in besonders schneearmen kalten Wintern, die sich jedesmal, wenn ein noch kälterer Extremwinter folgte, um einen kleinen Betrag erweiterten. So wäre auch die von *Schenk* (1958) beobachtete Zwiebel-schalenstruktur der Eiskeile erklärbar (die nach *Schenks* sicher richtigem Urteil die bisherige Bildungstheorie ausschließt). Vorerst muß das Problem der Entstehung der Eiskeile jedenfalls neuerlich als offen gelten. *Wirthmann* glaubte überdies im Talaveravorland zwei verschiedenaltige, sich kreuzende Generationen von Eiskeilnetzen erkennen zu können.

gelegt werden und ausschmelzen. Dann passen sich häufig Hangrunsen den scharfen Winkelknicken eines solchen Netzes an und vererben diese auch beim weiteren Ein- und Rückschneiden noch lange weiter, selbst wenn das den Zickzacklauf des Rinnsals verursachende Eiskeilnetz längst tief abgetragen ist.

d) Die mittelgroßen Formen im Basalt. Die Rolle der chemischen Verwitterung

Die weiteste Verbreitung haben endlich die mittelgroßen Kryoturbationsformen auf den Altflächen unseres Gebietes. Auf derjenigen des Hohenstaufen ist ihre Entwicklung besonders mannigfaltig; eine hier möglichst viele Typen in voller Ausprägung zeigende Fläche von fast 9 ha (8 820 qm) wurde als Prüffeld abgesteckt. Sie gehört zur Hälfte dem fastebenen, 400 m eben überschreitenden, sw-schauenden Hochflächensporn des Berges (s. Abb. 2 b), zur anderen den sanftkonvexen oberen Ansätzen seiner nach NW und SO abgeböschten Flanken an, auf denen sich der Übergang zu den Solifluktuationsformen (s. u.) abspielt. Im Gegensatz zu den junggehobenen Vorländern, wo — wie bisher auf W-Spitzbergen fast stets — nur relativ frische Kryoturbationsformen beobachtet werden konnten, stand für deren Ausprägung auf solchen Altflächen die gesamte 9 000-jährige Postglazialzeit zur Verfügung. Sie sind hier zudem reine Verwitterungsprodukte; es fehlen überhöhende Hänge, von denen etwa noch Feinmaterial hätte zugespült werden können. Die Altfläche des Hohenstaufen schneidet als Rumpffläche eine ganz schwachgestörte Serie von Mergelkalk (mit Tonschieferlagen), Plattensandstein und Basalt (oder Dolerit) ab, d. h. also von Gesteinen, wie sie auch die Gäuflächen Frankens von der Rhön bis ins Keuperland zusammensetzt.

Die Altfläche am Hohenstaufen ist weitgehend, aber doch nicht vollständig von Strukturmustern überdeckt (Texturformen treten, außer bei den sekundären Kleinmustern im Kernteil der mittelgroßen, ganz zurück). Wo Basalt die Oberfläche bedeckt, fehlen sie an den Stellen mit harten, besonders weitklüftigen Lagerdecken, die immer einmal eingeschaltet sind. Hier werden die Strukturböden durch frische, recht scharfkantige Blockmeere mit einzelnen Riesenblöcken, ja Wackelsteinen ersetzt ²¹⁾. Auf enger geklüfteten, kleinere Blöcke erzeugenden Basaltvarietäten treten sofort Kerne von auffällig braunroter Feinerde auf. Mit meist recht scharfer Grenze werden dann rasch die Basaltblockmeere von Basalt-Strukturmustern abgelöst. Die Ringe bestehen aus größeren oder feineren (meist frisch frostabgesprengten) Basalttrümmern, die braunrote Feinerde der Kerne ist vielfach noch von eigentümlich schlackenartigem Basalt-Feinergus durchsetzt. Dieser ist wie die Feinerde selbst ein Zeugnis der Mitwirkung chemischer Prozesse bei der Basaltverwitterung, selbst hier im extremen Frostschuttklima. Wir fanden kleinklüftigen Säulenbasalt an frisch angeschnittenen Eosionskanten der Altflächenränder (den einzigen Stellen, wo wir tiefere Boden- und Gesteinshorizonte ohne den störenden

²¹⁾ Solche großen Blöcke gaben uns den erwünschten Ansatz zur Vermessung von 155 Orientierungspunkten im Bereich des Prüffeldes.

Dauerbodenfrost betrachten konnten) oft ganz zu solchem Schlackengrus zersetzt und darin schalig-umwitterte offenbar auch chemisch zugerundete Basaltkugeln eingelagert, die fast das Aussehen vulkanischer Bomben hatten ²²⁾.

Wie schon ausgeführt tritt chemische Verwitterung an der Oberfläche heute stark zurück, fehlt indessen nicht ganz. Wir sahen Basaltblöcke in offenbar frostbedingtem schaligem Zerfall, von denen aber die äußersten Schalen deutlich die ersten Ansätze zur Hartrinden- ja Hohlblockbildung im Sinne WILHELMYS (1958) zeigten. Auf plattigen, der Tagesfläche ausgesetzten Trümmern tonhaltiger Gesteine (Mergelkalke, Tonschiefer, feinkörnige Sandsteine) bildet sich rasch ein oft auffällig glänzender Lack von karmin-violetter, beim Drehen ins Bläuliche spielender (Mangan-?) Farbe. Es sind meist flache Steine auf mittelsteilen Hängen, die über einem Unterboden mit amorpher Solifluktion „schwimmen“ (= passiv mitgetragen werden) und lange dieselbe Seite nach oben kehren. Sie werden auf diesem Wege weiter vom Frost zersprengt, wobei kleine Trümmer von der Hangabtragung rascher bewegt werden. Wir fanden auf der Nordflanke der Edge-Insel auf 11° geneigtem Hang einen solchen lackierten flachen Block von 45 cm Kantenlänge, von dem nacheinander zwei Splitter abgesprengt worden waren; der ältere (20 cm lang) war ihm schon um 1,80 m vorausgewandert, der jüngere kleinere erst 20 cm. Zurückgebracht paßten beide Trümmer noch genau in ihre Absprengstellen. Aber die Narbenfläche des älteren war schon von fast ebenso deutlichem Lack überzogen, wie die übrige Blockoberfläche, die des jüngeren dagegen nicht. Die Lackbildung dauert also so lange, wie das größere Stück auf solchem Hang zu seinem Vorausweg brauchte. Die auf der Hauptexpedition mögliche Nachprüfung der jährlichen Schuttbewegung auf solchen Hängen läßt damit auch Anhaltspunkte für die Dauer der Lackbildung

²²⁾ Normalerweise muß diese Zone chemischer Fugenverwitterung mehrere Meter tief im Frostboden liegen. Nachdem schon Corbel (1957) in den Kohlengruben um den Eisfjord bis unter den dort 350 m mächtigen Dauerfrostboden hinabgreifende Spuren präglazialer Karstlösung fand, liegt es nahe, in dieser tiefen, chemisch mitbestimmten Basaltzersetzung den in tiefen Fugen erhaltenen Rest einer Decke alter (präglazialer?) Warmzeitverwitterung zu sehen, die auf diesen sanftgeböschten Altflächen weder durch die kaltzeitliche Gletscherdenudation noch durch die holozänen Frostschuttvorgänge ganz beseitigt wurde. Dies wäre nicht so sehr verwunderlich, denn wir wissen, daß eine Inlandeisdecke von gleichmäßiger Stärke und gleicher Stromgeschwindigkeit auf flacher Unterlage nur zu geringen Abtragungsleistungen fähig ist, ja solche Flächen als Großformen geradezu konservieren kann. Ähnliches gilt auch von der Abtragung in der Frostschuttzone: da bei Neigungen von knapp unter 2° (also etwa 1,7°) alle Solifluktion erlischt, bleiben Flächen unter diesem Böschungsgrenzwert allein der Kryoturbation ausgesetzt und somit auch hier von oberflächlicher Abtragung fast unberührt, sie werden nur randlich (durch rückgreifende Dellen-Spülrinnen und Erosionskerben) langsam aufgezehrt. Indessen fehlt die Abtragung von oben auch auf bloßen Kryoturbationsflächen natürlich nicht völlig, so daß doch auch die gegenwärtige Frostbodenbildung langsam tiefer greift und so immer weitere Fugen alter chemischer Zersetzung dem heutigen Bodenprofil beimengen kann.

erwarten, die — nach grober Schätzung — eher unter als über einem Jahrzehnt liegen dürfte; ein bis drei Jahre (Schätzung für den Weg des kleinen Steins) genügen dafür nicht. Die Frage bleibt, ob außer dieser schwachen und rein oberflächlichen, ersichtlich von der Strahlung an den wärmsten Sommertagen erzeugten chemischen Verwitterung auch eine weitere, subkutane heute noch in diesem Klima stattfindet. Darüber hinaus sollen die künftigen Sprengungen klären, wie weit fossile (evtl. in tieferen Fugen sogar präglaziale) Reste chemischer Warmzeitverwitterung im Unterboden noch zu finden sind.

e) Die mittelgroßen Formen im Plattensandstein und ihre Entwicklungsphasen

1. Für die (mittelgroßen) *Kryoturbationsvorgänge* selbst bot der Plattensandstein die aufschlußreichsten „Versuchsanordnungen“. Er liefert bei der Frostsprengung keine Riesenblöcke, sondern maximal Platten von 15—25 cm Kantenlänge, sonst mißt der „Groschutt“ hier 5—15, der „Feinkieschutt“ 1,5—3 cm. So gibt es hier auch keine Blockmeere, welche die einheitlichen Frostmusterdecken unterbrechen könnten. Umso bemerkenswerter sind im Plattensandstein die Stellen, wo das geschlossene Strukturmuster sich dennoch auflöst, stellenweise aussetzt. Die folgenden Abbildungen zeigen eine typische solche Stelle in einem Grabungsprofil (Abb. 7), im Lichtbild (Abb. 8) und einer Kartenskizze (Abb. 9) vom gleichen Punkt. Wiewohl der oberflächennahe Dauerfrostboden einen vollständigen Grabungs-Aufschluß bis zum Anstehenden verhinderte (was auch hier durch Bodensprengungen im Sommer 1960 ergänzt werden soll) ergaben sich schon aus dem „halben“ Profil (Abb. 7) eine Reihe wichtiger Einblicke. Wir stellen sie im Vergleich zum Normalprofil der fossilen Frostböden mittlerer Breiten dar, wie es etwa Abb. 6 zeigt (Andeutung der mutmaßlichen Genese eines solchen „mitteleuropäischen Normalprofils“ in der Legende).

Die Feinerdekerne (1 in Abb. 7) bestehen im Gegensatz zu den Verhältnissen in Mitteleuropa nicht aus Lehm (Ton und Feinsand) sondern aus einem Schluff-Feinsand-Gemisch. Wie wir schon sahen ist dies eine Folge des gegenwärtigen Überwiegens der mechanischen Frostverwitterung und der — gegenüber Mitteleuropa — hier äußerst geringen wenn nicht ganz fehlenden Zufuhr von Tonanteilen aus älteren fossilen Warmzeitböden. Ferner werden die Feinerdekerne hier nach unten nicht schmaler sondern breiter, sie haben also nicht die Form unten abgeschlossener Kessel (Abb. 5 und 6) sondern von Kegelstümpfen (Abb. 7). Wenn uns auch der Frostboden hier an der völligen Bloßlegung solcher Formen hinderte, so läßt doch die in vielen Nachbargrabungen immer wieder sichtbare Verbreiterung der Kerne nach unten darauf schließen, daß sie wirklich als solche Kegelstümpfe in die Basalzone des Bodenprofils unmittelbar über dem Anstehenden übergehen. Es liegen also hier nicht oberflächlich schwebende *Lehmkessel*, sondern basal im Boden wurzelnde sohlenständige *Schluffkegel* vor.

Der Grund für diesen Unterschied dürfte wieder in der anderen klimatischen Vorgeschichte der fossil-mitteleuropäischen und der rezent-polaren

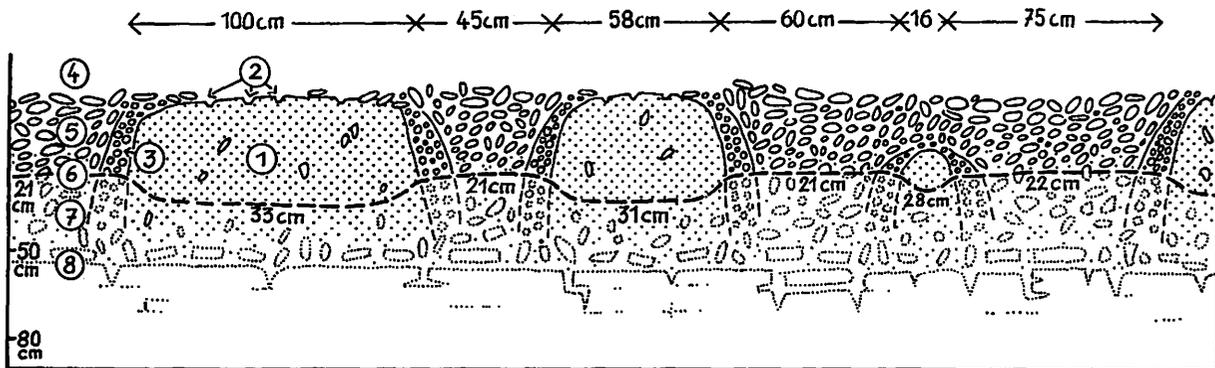


Abb. 7 (Unterschrift S. 49)

Abb. 7

Für Südost-Spitzbergen typische rezente Kryoturbation.

Sohlenständige Schluffkegel über flachlagerndem Trias-Plattensandstein auf der Barents-Insel (Prüffeld auf der Altfläche des „Hohenstaufen“, 400 m, 1,5° nach vorn — SO — geneigt, 78° 16' n. Br., 21° 10' O, aufgen. 6. 8. 1959).

(1) Feinerdeaufbrüche in der Form sohlenständiger Schluffkegel (Kyro-Vulkane).

(2) Spalten des kleinen Strukturnetzes auf den Schluffkegeln, zu Miniatur-Spülrinnen erweitert.

(3) Feinkiesmantel der Schluffkegel, 10—18 cm stark.

(4) Grobe Oberflächen-Steinlage des Frost-Steinpflasters.

(5) Tieferer Teil des Frostpflasters mit kleineren Steinen, bis in 15—20 cm Tiefe hohl gelagert, d. h. fast ohne Feinmaterialfüllung in den Zwischenräumen.

(6) Oberfläche des Dauerfrostbodens im Spätsommer (= tiefste Lage im Jahreslauf der Gegenwart).

(7) Vermutete Zone schwach sortierter Verwitterung über dem Anstehenden, heute schon im Bereich des Dauerfrostbodens.

(8) Oberkante des Anstehenden (harter Trias-Plattensandstein) in 50—60 cm Tiefe.

Fig. 7:

Recent cryoturbation typical of SE-Spitsbergen.

Silt cones in close contact with the underlying horizontal Triassic flag sandstone of the Barents Isle (elevated plateau of the „Hohenstaufen“, 400 m above sea-level, sloping 1,5° SE; 78° 16' N. lat., 21° 10' E. long., area surveyed on 6/8/1959).

- 1) Fines breaking up to the surface as silt cones, which remain in contact with the bedrock (cryo-volcanoes)
- 2) Fissures of the miniature structure ground on the siltcones widened to tiny wash grooves
- 3) Gravel mantle of the silt cones, measuring 10—18 cms in thickness
- 4) Coarse upper layer of the frost-conditioned stone pavement
- 5) Lower part of the pavement composed of smaller stones, down to 15—20 cms, almost completely without fines
- 6) Surface of the permafrost in late summer (= lowermost position in the present annual variation)
- 7) Supposed zone of feebly sorted weathering above the bedrock, today part of the perennially frozen subsoil
- 8) Surface of the bedrock (hard Triassic flag-sandstone) at a depth of 50—60 cms

Formen liegen. Jene fanden bei Beginn etwa der Würmkaltzeit den vorher im langen und warmen Eem-Interglazial chemisch tief verwitterten Boden (etwa eine Braunerde) schon fertig ausgebildet vor, der je weiter oben desto mehr aus tonreicher, stark frostgefährdeter Feinerde bestand. An Oberflächenstellen mit besonders reiner, schuttarmer Feinerde setzten nun in der folgenden Kaltzeit die Grundvorgänge der Frostbodenbildung besonders wirksam ein, die dann in allmählicher Selbstverstärkung die ungleich verteilten, verschiedenen großen Lehmkeessel entstehen ließen (Abb. 6). Im heutigen Polargebiet SO-Spitzbergens war dagegen eine vom würmzeitlichen Inlandeis (allenfalls bis auf wenige Tiefenfugen einer älteren Verwitterung, s. Anm. 22) blankgefegte Felsober-

fläche der Ausgangspunkt einer Boden-Neubildung, die sich von Anfang an unter dem überwiegenden Einfluß mechanischer Frostverwitterung vollzog. Diese vermochte zwar rasch den Felsgrund aufzusprengen und den Schutt bis zur Feinsand-Schluffgröße zu zerkleinern, ließ aber auf ihr Produkt auch bereits in statu nascendi die genannten Grundvorgänge, insbesondere das (auch ohne Bodensortierung wirksame) Aufrieren einwirken. Dadurch entstand oben ein Steinpflaster, unten aber eine feinerdereiche Zone. In dieser wurden allmählich von ursächlich noch zu klärenden Ansatzpunkten stärkerer Feinerdekonzentration aus durch die Selbstverstärkung der weiteren Grundvorgänge die sohlenständigen Schluffkegel ausgebildet.

Die damit vorgreifend umrissene Genese wird noch durch vier weitere Züge belegt (Abb. 7, 8, 9).

Abb. 8 und 9

Lichtbild und Kartenskizze rezenter Kryoturbation auf der Barents-Insel (Altfläche des „Hohenstaufen“, gleiche Lage und Signatur wie Abb. 7), Blick nach Osten.

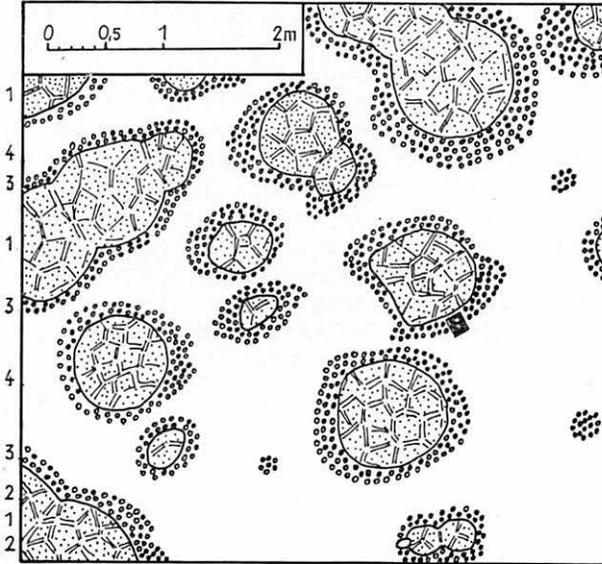
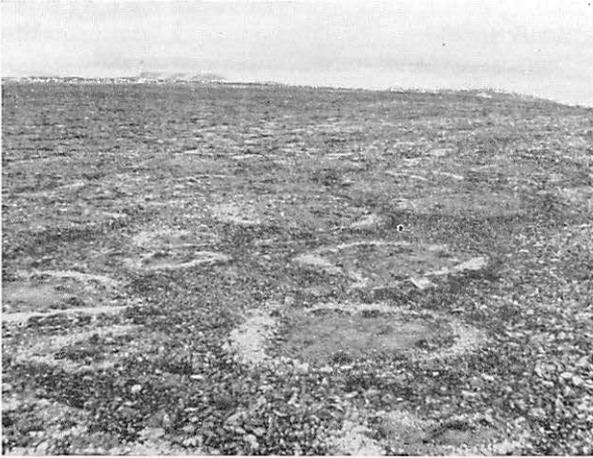
Fastebener Teil des Prüffeldes. Die allgemeine Verbreitung des Frost-Steinpflasters und das verstreute Auftauchen ganz verschieden großer Schluffkegel aus dem Untergrund wird in der Draufsicht besonders deutlich. Abb. 9 oben und links: benachbarte große Schluffkegel sind zusammengewachsen; unten und rechts: isolierte kleine Schluffkegel tauchen erst mit ihrem Feinkiesmantel aus dem Steinpflaster auf. Kleinere Embryonalformen sind noch unter dem Steinpflaster versteckt (vgl. Abb. 7, rechtes Bilddrittel). In beiden Abb.: rechts der Bildmitte 15 cm langes Notizbuch als Maßstab.

Fig. 8 and 9:

Photograph and sketch-map of recent cryoturbation on the Barents Isle (plateau of the "Hohenstaufen"; same position and signature as in fig. 7); looking E.

Almost level part of the area surveyed. The general distribution of the frost-pavement and the dispersed appearance of silt cones of very different size is clearly visible. Fig. 9 shows at the top and on the left two big, coalescent silt cones; at the bottom and on the right two small isolated silt cones just emerging with their mantle of fine gravels out of the coarse pavement. Smaller embryonic structures are still hidden under the surficial stone pavement (cf. fig. 7, on the right). In the above figures a note-book of 15 cms of length and to the right of the centre of the pictures indicates the scale.

Abb. 8 u. 9 (Unterschrift S. 50)



1. Auch in geschlossenen Strukturfeldern im Plattensandstein sind die einzelnen Steinringe (mit denen die Schluffkegel nach oben zutage treten) sehr verschieden groß (Abb. 8, Hintergrund), ja viele sind eingeschnürt, d. h. sichtlich aus mehreren Kegeln zusammengewachsen (Abb. 8, Mittelgrund, Abb. 9, oben). Im Vordergrund der Abb. 8 (= Abb. 9, unten) löst sich das Strukturfeld vollends in einzelne isolierte Ringe auf, die durch breite Zwischenflächen eines geschlossenen Steinpflasters getrennt sind. Der Größe nach gibt es dabei alle Übergänge: von allerersten Ansätzen mit kaum talergroßem Feinerdekern bis zu den „ausgewachsenen“ Formen von 1 m und den zusammengesetzten von oft nahezu 2 m Durchmesser. Schon das Oberflächenbild legt nahe, daß es sich hier um Entwicklungsformen, allmählich zunehmende, wachsende Schluffkegel handelt.

2. Die Grabung bekräftigt dies (Abb. 7). Auch sie zeigt die isolierte Lage der einzelnen Schluffkegel innerhalb des Steinpflasters, das ungestört die breiten Zwischenräume füllt. Sein Aufbau ist überall ähnlich. Oben liegen — meist flachgekippt, abseits der Schluffkegel nur selten einmal steilgestellt — die größeren Steine (8—15 cm Kantenlänge), darunter in dicker Schicht etwas kleinere (5—10 cm Kantenlänge). Dies ganze Schuttpaket ist bis zur Frostbodengrenze völlig „trocken“ und „hohl“ gelagert, d. h. es fehlt in den luftgefüllten Zwischenräumen fast jede Feinerdefüllung und jeder Wassergehalt. Erst unmittelbar an der Frostbodengrenze tritt stellenweise neben dem Luftgehalt auch noch etwas Feinerde zwischen den einzelnen Steinen auf.

Schon von oben (Abb. 8, 9) sah man ganz kleine Feinerdeaufbrüche, die den Eindruck machten, als wären sie eben erst im Begriff, von unten her durch das Steinpflaster hindurchzustoßen. Unsere Aufgrabungen legten dazu noch mehrere Embryonalformen bloß (so Abb. 7, rechte Seite) die noch unter der Grobschuttdecke verborgen sind. Sie beweisen, daß die Schluffkegel wirklich einer Unterzone des Bodens entstammen und von dort langsam durch die Grobschutt-Steinpflasterdecke nach oben durchwachsen. Es wird spannend sein, 1960 durch tiefere Sprengungen entscheiden zu können, ob eine (als ursprünglicher Ausgangspunkt der späteren Entwicklung anzunehmende) Zone von allgemein größerem Feinerdegehalt und geringerer Sortierung tatsächlich in Resten noch an der Basis des Bodenprofils erhalten ist, oder ob sich die mit dem Emporwachsen der Schluffkegel nachfolgende strengere Sortierung von Fein und Grob, wie wir sie oberhalb der Frostbodengrenze antrafen, auch schon in der Basalschicht über dem Anstehenden durchgesetzt hatte. Der in Abb. 7 als mutmaßlich (punktiert) eingezeichnete untere Profilteil hält etwa die Mitte zwischen beiden Möglichkeiten.

3. Die zweitgenannte Möglichkeit könnte einem besonders der Umstand nahelegen, daß die Schluffkegel in Wahrheit von einem doppelt sortierten Mantel umhüllt sind, dessen Wesenszüge sich ohne jede Änderung auch noch in die Frostbodenzone fortsetzen (soweit wir sie dort — einige cm weit — durch mühsames Aufhacken noch verfolgen konnten). Um jeden Kegel legt sich ausnahmslos zunächst ein 10—18 cm dicker Feinkiesmantel. Die Steine, die ihn bilden, haben durchwegs Kantenlängen

von nur 1,5—3 cm. Ihre Achsenlage weist häufig auf vom Kern ausgehende Druckspuren; sie sind nach außen scharf gegen den größeren Steinrahmen abgesetzt, der solche Druckspuren (Steilstellung der Steine) schwächer und nur noch unmittelbar anschließend an den Feinkiesmantel zeigt. Der engere Feinkiesmantel und der weitere Grobschuttrahmen (mit hangendem Steinpflaster) stimmen aber darin überein, daß beide bis zur Frostschuttzone jene trocken-hohle Lagerung zeigen, d. h. beide sind wohl auch im Winter nicht völlig eisgefüllt (enthalten viele Luftblasen) und können sich daher dem dann vermutlich sehr kompakten, von den Schluffkegeln ausgehenden „Frostdruck“ durch Umpacken und Steilstellung der Steine in der doppelten Mantelregion anpassen. Zu den Steinring-Wülsten an der Tagesfläche wird dabei vornehmlich der Feinkies-Mantel aufgebret (Abb. 8, 9), wenn dies auch manchmal darübergekippte oder mitgehobene Teile des Grob-Steinpflasters verschleiern (Abb. 7).

Unsere vorläufige Erklärung für diesen doppelten Steinmantel ist folgende: die weitere Grobschuttdecke mit dem Steinpflaster entstand durch einen allgemeinen, vertikalen Auffrierprozeß und war schon weitgehend ausgebildet, bevor sie die Schluffkegel beim Emporwachsen zur Tagesfläche allmählich durchstießen. Es ist schon nach dem Flächenverhältnis Schluffkegel : Grobschuttdecke nicht möglich, daß die letztere ganz oder auch nur zu einem wesentlichen Teil durch Frostschub und Frostgleiten aus den Schluffkegeln seitlich „herausgefroren“ sei. Wohl aber ist das von dem engeren Feinkiesmantel anzunehmen, der sich ja schon den aufstrebenden Schluffkegel-Embrionen als eng-zugehörige Hülle anschließt, gewissermaßen mit diesen aufsteigt. Grobschuttdecke und Steinpflaster entspringen also — mindestens in der Masse — einer ersten allgemeinen Sortierung von unten nach oben, die Feinkiesmäntel dagegen ausschließlich einer sekundären Sortierung, die von den Schluffkegeln aus durch Frostschub nach der Seite wirkte²³⁾. Mit der fertigen Ausbildung der Schluffkegel war gewissermaßen der allgemein-vertikale, gleichmäßige Sortierungsvorgang auf einzelne, besonders wirksame Stellen: die viel stärker „frostgefährdeten“ (jetzt besser gesagt: *f r o s t a k t i v e n*) Schluffkegel eingengt, dort aber zugleich konzentriert, d. h. beschleunigt worden. Damit dürfte zugleich eine Differenzierung der Vorgänge eingetreten sein. Innerhalb der Schluffkegel finden sich Steine beider Größenordnungen in ziemlich gleichmäßiger Verteilung (entsprechend POSEN, 1931, S. 213) steilgestellt. Alle größeren und die Masse der kleineren werden innerhalb des Schluffkegels durch Auffrieren vertikal nach oben befördert und gelangen dann erst durch Frostgleiten auf die Seitenringe. Aber die strenge Sortierung von Feinkies und Grobschutt in der seit-

²³⁾ Natürlich entstammt den emporwachsenden Schluffkegeln auch ein Teil des weiteren Grobschuttmantels: wir sahen hier oben (Abb. 4), daß beim senkrechten Auffrieren große Steine aus solchem Feinmaterial rascher (also zuerst) ausfrieren als kleine. Es ist aber fraglich, ob das auch für den seitlichen Frostschub gilt. Dieser hat jedenfalls in der Masse nur Feinkies aus dem Schluffkegel heraustransportiert, sonst wäre die stets scharfe Grenze zwischen Feinkiesmantel und Grobschutt nicht zu erklären.

lichen Ummantelung scheint uns unerklärlich, wenn nicht ein Teil der kleineren Steine (und nur solche, unterhalb einer ganz bestimmten Größenschwelle) auch direkt durch „Frostschub“ rein seitlich aus den Schluffkegeln herausbefördert und unmittelbar an deren Außenflächen als Feinkiesmäntel angereichert wurden. Wohl ist der Mechanismus dieses seitlichen „Frostschubes“ weithin noch unbekannt; wenn er hier, wie wir annehmen, wirksam war, so konnte er jedenfalls nur kleinere Steine und auch die wahrscheinlich nur langsam und wohl nur auf kurze Entfernung horizontal nach außen verschieben ²⁴⁾).

Beständen auch hier überall — wie im Oberflächenbild von Abb. 5 oder den Bildrändern von Abb. 6 — nur schmale und in sich noch erde-
durchsetzte Grobschuttmauern zwischen breiten Feinerdekernen, so könnten die bisher bekannten Grundvorgänge solche Sortierung annähernd erklären. Aber für zwei bemerkenswerte Züge der Abb. 7, 8 und 9 findet man mit ihnen u. E. nicht das Auslangen: für die völlig trockenhohle Lagerung so ausgedehnter Grobschutt-Steinpflasterfelder zwischen den Schluffkegeln und für die messerscharf-saubere Grenze, die diese Kerne überall von ihren Kiesmänteln trennt. Wenn, was uns festzustehen scheint, die Grobschutt-Steinpflaster-Decke einst durch Auffrieren entstand, so muß das innerhalb einer allgemeinen Feinerdeverpackung geschehen sein. Welcher Vorgang hat diese seitdem beseitigt, welcher die Feinerde so peinlich sauber auf die emporwachsenden Schluffkegel konzentriert? Vorerst noch offene Fragen! Gewiß sind auch die Altflächenreste des Hohenstaufen nur „fasteben“, Schmelzwasser kann im Grobschuttgerüst zirkulieren, abfließen und es ausspülen. Es hat auch sicher dabei mitgewirkt (s. u.). Aber es konnte m. E. niemals diese steilen Schluffwände „annagen“. Und diese zeigen durch ihre Kegelrundung selbst wie durch die dieser so vollständig angepaßten Feinkiesmäntel, daß ihre Formbegrenzung von ihrem „frostaktiven“ Inneren selbst, nicht von Vorgängen in der gealterten und erstarrten Grobschuttumgebung ausging ²⁵⁾. Es wäre denkbar, daß von ihnen Molekularkräfte ausgehen, die — vielleicht nach Art oder zusammen mit seitlicher Frostansaugung — das Feinmaterial aus der Umgebung anziehen, während die groben Steine der verschiedenen Größenklassen durch Frostschub, Ausfrieren und Frostgleiten gleichzeitig (s. o.) ausgeschieden werden.

4. Wenn zu Beginn des „Sommers“ die Schluffkegel vermutlich am längsten gefroren bleiben, so ist dennoch (wegen ihres großen Wasser-

²⁴⁾ Wahrscheinlich handelt es sich um ein Teilphänomen des Frostdruckes, was auch der Ansicht einiger älterer Autoren (*Högbom*, 1914; *Poser*, 1931, 1933) zu entsprechen scheint.

²⁵⁾ Daß der hohlgelagerte, trockene Grobschutt und das aufliegende Steinpflaster den Abschluß eines Entwicklungsstadiums erreicht haben, zeigt die einseitige Anwitterung und der alte Flechtenüberzug nur auf der Oberfläche dieser Steine. Sie haben sich also schon lange nicht mehr gewälzt, ihre Durchbewegung ist längst zur Ruhe gekommen. Sie verwittern weiter an Ort und Stelle, das entstehende Feinmaterial geht als Trübe in das Schmelzwasser ein. Dieses bildet damit zugleich den wichtigsten gegenwärtigen Abtragungsvorgang auf den Altflächen.

gehalten!) der Schmelzprozeß in ihnen am Sommerende am weitesten in die Tiefe vorgedrungen, wie es der Verlauf der Frostbodenobergrenze im August 1959 (Abb. 7) ja deutlich zeigt: sie lag hier am Ende eines sonnenreichen Jahres unter den Schluffkegeln 28—33, unter der Grobschuttdecke (mit ihrer Luftisolierung) aber nur 20—22 cm tief. Sie hinderte uns mit so hoher Lage vorerst am Aufgraben des ganzen Bodenprofils. Aber sie wurde eben dadurch auch zu einem interessanten geomorphologischen Zeugnis. POSER (1933, S. 115) berichtete aus den zwanziger Jahren aus West-Spitzbergen: „Es ist auffallend, daß die meisten spätsommerlichen Grabungen, also zu einer Zeit, da der Boden am tiefsten aufgetaut zu sein pflegt, selbst bei weit aussortierten Formen die Sortierungstiefe geringer zeigen als die Auftautiefe. In Spitzbergen betragen die beobachteten größten Sortierungstiefen 60—80 cm, während die Auftautiefe mehr als 100 cm erreichen kann“. POSER fand also damals auf der golfstrombespülten Westküste des Archipels auf dem Höhepunkt der wohl größten Spitzbergischen Klimaverbesserung seit vielen Jahrhunderten den Dauerfrostboden absolut rd. $3\frac{1}{2}$ mal tiefer als wir²⁶⁾, und relativ stets erst erheblich (20—40 cm!) unter der Sortierungstiefe, während wir ihn ebenso ausnahmslos mitten innerhalb der sortierten Bodenzone fanden, bei Grabungen also nie die Bodensohle, das Anstehende erreichten. Nun hat sich natürlich auch in Südost-Spitzbergen die gesamte Bodenbildung und -sortierung einst in der Frostwechselzone des Auftaubodens vollzogen; dies muß also hier in einer vorzeitlichen Warmzeit mit tieferliegender sommerlicher Frostbodengrenze geschehen sein. Es ist schwer vorstellbar, daß zur Bildung des soeben in seiner ganzen Komplexität gezeigten Strukturbodens etwa die zwar tiefe, aber mit zwei Jahrzehnten doch äußerst kurze Warm-Welle der zwanziger und dreißiger Jahre ausgereicht haben könnte — wenn überhaupt damals auch in SO-Spitzbergen die Auftautiefe die Sortierungstiefe unterschritten haben sollte — was niemand weiß. Welche größere und längere holozäne Warmphase die Frostbodengrenze auch im Stauerland hinreichend lange und tief genug hinabdrückte, um der mehrphasigen Genese eines so komplizierten und „alten“ Strukturbodens genügend Platz und Zeit zu seiner Bildung zu geben, ist noch ungewiß. Als einzige solche ist bisher in West-Spitzbergen durch FEYLLING-HANSEN (1955) eine „Warmzeit“ von rd. 4 500—500 v. Chr. nachgewiesen worden: sie entspricht der postglazialen Wärmezeit Mitteleuropas. Wenn wir ohnehin für die Bildung dieses Strukturbodens, der sich ja auf dem vom Würm-Inlands blankgefegten Felsboden entwickeln mußte, wahrscheinlich das ganze Holozän in Anspruch nehmen müssen, könnte selbst die Einschaltung dieser 4 000-jährigen Warmphase in ihren Entwicklungsgang größenordnungsmäßig in Rechnung gestellt werden.

Gewiß gibt es genug Beispiele ganz rascher „Strukturbildung“. Zur Ausbildung bloßer kleiner „Steinringe“ in einem dünnen Schuttschleier über fester Unterlage sind u. U. nur wenige Winter, zur ersten Ausbil-

²⁶⁾ Posers Messung: Mittelwert 100, Maximalwert über 100 cm; unsere Messung: Mittelwert 28 cm, Minimalwert knapp 20 cm, Maximalwert (an Hängen in reinem Feinschutt) 67 cm.

derung von Miniatur-Trockenrissen sogar nur ein Jahreslauf nötig. Aber solche ersten Ansatzformen sind nicht mit den dicken, voll durchgebildeten Strukturböden auf alten Oberflächen West- und SO-Spitzbergens zu vergleichen. Allein zur Herstellung einer so mächtigen Bodendecke sind selbst in diesem Klima sicher Jahrtausende nötig, wozu ein weiterer Zeitraum für die Ausgestaltung des geschilderten Strukturmusters kommt. Wir nehmen als vorläufige Arbeitshypothese für das Prüffeld auf dem Hohenstaufen an, daß sich auf dem Postwürm-Felsboden in der ersten nacheiszeitlichen Kühlphase FEYLING-HANSSENS (7 000—4 500 v. Chr.) ein dünner Strukturbodenschleier mit erster Aussonderung von Feinerdekeren bildete. Es war als Bildungsphase des neuen Dauerfrostbodens eine Zeit fast reiner grobmechanischer Frostsprengung, die Feinsand- und Schluffproduktion war noch gering²⁷⁾. Sie verstärkte sich in der folgenden Warmphase (4 500—500 v. Chr.), in der der Boden unter etwas stärkerer Mitwirkung chemischer Prozesse an Mächtigkeit zunahm. In der wieder kälteren Zeit seit 500 v. Chr. ging dann in mehreren Etappen das allgemeine „Aufrieren“ nach oben und die Bildung des „Steinpflasters“ vor sich; zugleich begannen die Schluffkegel sich zu konzentrieren und nach oben zu wachsen²⁸⁾. An Stelle des allgemeinen Auffrierens, das in dem allgemach „trocken“ und „hohl“ werdenden, gealterten Grobschuttgerüst langsam erlosch, konzentrierte sich nun auf diese Schluffkegel die morphologisch wirksame Frost-Aktivität.

f) Die Tätigkeit der Kryo-Vulkane

Für die Frost-Aktivität innerhalb der Schluffkegel bietet der Mittelteil unseres Prüffeldes eine passende „Versuchsordnung“ (Abb. 10). Die Rumpffläche schneidet hier eine flache, in eine Basaltdecke eingelagerte Schichtmulde des Plattensandsteins ab. Ganz flach streicht die Gesteinsgrenze zur Tagesfläche aus. Sie ist auch auf der Oberfläche des Frostmusters sehr deutlich markiert: die Grenze des typischen Plattensandstein-Pflasters setzt hier scharf ein. Aber in einem etwa 8—10 m breiten Saum innerhalb der Gesteinsgrenze fördert das Innere der Schluffkegel immer noch aus dem tieferen Untergrund Basaltrümmer zutage, zuletzt auch noch an Stellen (vergrößerter Ausschnitt der Abb. 10), wo der anstehende Basalt bereits annähernd an der Dauerfrostgrenze (punktierte Linie 8 in diesem Ausschnitt) in nicht mehr erschlossener, aber jedenfalls schon bedeutender Tiefe liegt. Die Basaltrümmer auf der Schluffkern-Oberfläche sind scharfkantig und ohne Flechten: sie machen den Eindruck

²⁷⁾ Eine solche Phase ist gegenwärtig in den jung aus dem Meer gehobenen Vorländern im Gang (vgl. u. S. 94 u. 97 sowie Abb. 24 u. 31); sie hat bis heute in nachweislich rd. 1000 Jahren kühleren Klimas noch nicht einmal eine geschlossene Bodendecke von wenigen cm über anstehendem Basaltfels erzeugen können.

²⁸⁾ Ihre Ansatzpunkte waren möglicherweise die Kerne der älteren Sortierung, die sich so weitervererbte, nach oben „durchschlug“. Über einen solchen Vorgang des Vererbens älterer Frostmusteranlagen auf darübergebreitete jüngere Bodendeckungen, vgl. unten S. 80 und Abb. 18, IV!

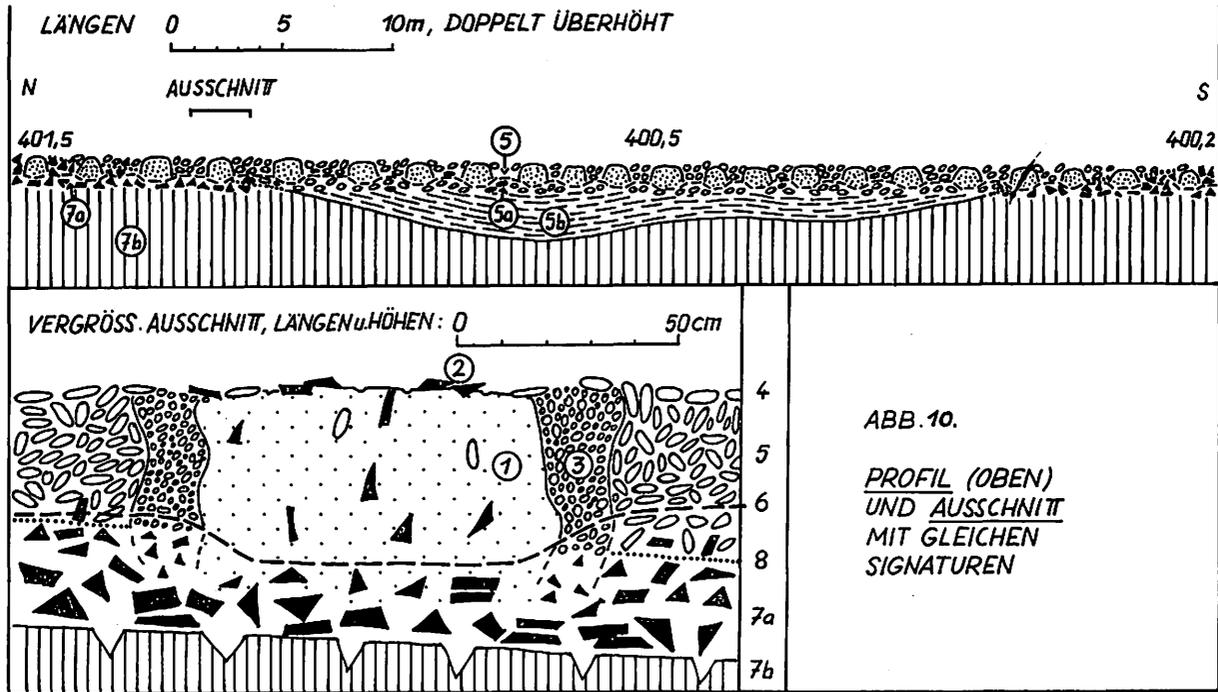


Abb. 10

Kryoturbationsdecke auf der Altfläche des „Hohenstaufen“ mit dieser über die Gesteinsgrenze: Basalt (unten) und Plattensandstein (oberflächlich jenem eingelagert) hinweggreifend. Im Ausschnitt: ein einzelner Schluffkegel (Kryo-vulkan) schafft durch die alte Plattensandstein-Frostschuttdecke frisches Basaltmaterial an die Oberfläche.

Zahlenerklärung: 1 = Schluffkegel (Kryo-Vulkan); 2 = Frische Basalt-Frostsplitter an dessen Oberfläche; 3 = Feinkiesmantel; 4 = Grobes altes Oberflächen-Steinpflaster (Plattensandstein); 5a = Tieferer Teil der alten Frostschuttdecke im Plattensandstein; 5b = Anstehender Plattensandstein; 6 = Oberfläche des Dauerforstbodens im Spätsommer; 7a = Mäßig sortierte Basal-Bodenzone (meist Basalt); 7b = Anstehender Basalt; 8 = Ungefäherer Verlauf der ehemaligen Gesteinsgrenze Basalt/Plattensandstein.

Fig. 10:

Congeliturbate on the "Hohenstaufen"-plateau. Congeliturbate as well as erosion surface are developed on both basalt (below) and sandstone (surficially embedded into the basalt). The enlarged section shows an individual silt cone (cryo-volcano) transporting basaltic debris to the present surface through the old sandstone frost-pavement.

Explanation of figures:

- 1 Silt cone (cryo-volcano)
- 2 Basaltic debris on the surface of the latter
- 3 Mantle of fine gravel
- 4 Coarse stone pavement of flag sandstone
- 5a Lower part of the frost-debris cover on the sandstone
- 5b Underlying bedrock of sandstone
- 6 Surface of the permafrost in late summer
- 7a Little sorted basic zone (mostly of basalt)
- 7b Basaltic bedrock
- 8 Approximate position of the former boundary between basalt and sandstone.

erst ganz frisch „aufgefroren“, von unten durch diesen „Kryo-Vulkan“ heraufgeschafft worden zu sein. Demgegenüber bestehen Feinkiesmantel und Grobschuttpflaster ausschließlich aus stark angewittertem, kanten-gerundetem Plattensandstein-Material, wobei insbesondere die Bestandteile des oberflächlichen „Steinpflasters“ einen alten, seit langer Zeit unbewegten Eindruck machen; sie sind zudem stark von Flechten bedeckt. Die Verbreitung der jungen, scharfkantigen Basaltrümmer ist ausschließlich auf die Oberflächen der Schluffkegel beschränkt.

Dadurch wird zweierlei bewiesen. Einmal die schon bekannte Tatsache, daß Grobschuttdecke und Steinpflaster älter sind als das Auftauchen der Schluffkegel und nicht etwa erst durch Sortieren aus diesem heraus (durch Frostgleiten, usw.) entstanden sein können. Zweitens aber die Fortdauer der jungen Aktivität dieser Schluffkegel als „Kryo-Vulkane“. Offenbar reichte die hier (Abb. 10, Ausschnitt) dargestellte Form im Augenblick ihres Auftauchens mit den in ihr wirkenden Auffrier- und Frostgleitprozessen noch nicht bis zum Basalt hinab, sonst müßten im oberflächlichen Steinwall um den Kern unbedingt schon (ältere!) Basaltrümmer mit angereichert worden sein. Erst in jüngster Zeit war sie dazu imstande. Die Möglichkeit dazu bot sich erst dann, als die allgemeine oberflächliche **A b t r a g u n g** (durch Flächenabspülung und Wind) oder einige warme

Sommer mit tieferem Auftauen als gewöhnlich, es den Frostwechselvorgängen erlaubte, hier auch die tiefere Basaltlage erstmals anzugreifen. Dann besorgte dieser Kryo-Vulkan das Auffrieren der ersten losgesprengten Trümmer nach oben, während daneben im Bereich der Grobschuttdecke alles still und tot blieb.

g) Ergebnisse

Aus dem Prüffeld am Hohenstaufen wurden folgende vorläufige Ergebnisse gewonnen:

1. Die Feinerdekerne der normalen, mittelgroßen Frostmusterböden werden nicht durch synchron entstandene Spalten (die durch Steinfüllung zu Steinringen wurden), sondern durch die Reste eines alten Steinpflasters getrennt. Aus diesem tauchten die Feinerdekerne, erst einzeln, dann sich zusammendrängend und verschmelzend, nacheinander empor. Da für ihre Entwicklung somit primäre Spalten keine Rolle spielten fällt auch SCHENKS „Dehydratationstheorie“ als Erklärung für solche Frostmusterböden aus. Nach dem weiter oben Gesagten gilt das gleiche für die aus sommerhichen Trockenrissen entwickelten Kleinformen. Für die Riesenformen der Eiskeile ist die Mitwirkung von Dehydratationsvorgängen vorerst nicht nachweisbar.

2. Die normalen, mittelgroßen Frostmusterböden sind vielmehr das Produkt eines mehrphasigen (zeitlich vielschichtigen) geomorphologischen Entwicklungsvorganges²⁹⁾. Sie sind daher als Ganzes kein geophysikalisches sondern ein historisches (genauer: klimagenetisches) geomorphologisches Problem. Es ist nicht möglich, Formen, die schrittweise unter verschiedenartigen Bedingungen und zugleich unter Vererbung der Spuren der älteren Phasen auf die jüngeren entstanden sind, einfach durch Feststellung und Messung der hier im Augenblick wirksamen Vorgänge zu erklären. Erst wenn durch historisch-genetische Analyse jede dieser Phasen sachlich und zeitlich isoliert wurde, kann an die Auflösung des damals herrschenden Vorgangskomplexes in einzelne Grundvorgänge herangegangen, können diese einzeln zur Übergabe an die Geophysik „reif“ gemacht werden.

3. Ist jeder Frostmusterboden so an die Wandlungen eines aktuellen Frostklimas angepaßt, so wirkt auf seine Anlage doch bereits das bodenmäßige Erbe vorausgehender Klimaperioden ein. Aus solchen verschiedenen Ausgangsbedingungen werden einige Unterschiede der fossil-mitteleuropäischen und der rezent-spitzbergischen Kryoturbationsformen erklärt.

4. Die Entwicklung der Musterformen auf den Altflächen SO-Spitzbergens umfaßte wahrscheinlich die gesamte 9 000-jährige Postglazialzeit. Es ist möglich, daß die postglaziale Wärmezeit (4 500—500 v. Chr.) hierbei die Rolle eines besonderen Hiatus spielte. Die seitherige Entwicklung teilt

²⁹⁾ Vgl. hierzu bereits Poser (1933, S. 118): „Gewisse Beobachtungen sprechen dafür, daß die Strukturböden infolge fortschreitender Verwitterung eine Entwicklungsreihe durchmachen“ (Sperrung im Originaltext).

sich in zwei deutlich verschiedene, wenn auch zeitlich ineinandergreifende Phasen: von einem zuerst allgemein verbreiteten Auffrierprozeß (Bildung eines Steinpflasters) wird die frostmorphologische Aktivität allmählich auf die sekundär ausgebildeten Feinerdekerne der Strukturen eingengt. Sie spielen so heute die Rolle von „Kryo-Vulkanen“.

III. Übergangsformen von Kryoturbation zu Solifluktion auf den sanftkonvexen Altflächen-Flanken („Abspül-Solifluktion“)

So reizvoll die Varianten der Kryoturbationsvorgänge und so wichtig ihre Kenntnis auch für die Rekonstruktion fossiler klimamorphologischer Zustände ist: die morphologisch wirksamen Abtragungsleistungen bleiben auf den von ihnen besetzten fastebenen Flächen unter knapp 2° Neigung minimal und auf bloße oberflächliche Abspülung und Auswehung beschränkt: Vorgänge sehr geringer Leistungsfähigkeit die von denen der Kryoturbation gefördert werden, deren Decke als ganzes aber nicht der Abtragung unterliegt. Das ändert sich aber im Frostschuttklima sofort aufs energischste, wenn sich die Neigung nur um ein wenig vermehrt, man beispielsweise von der Altfläche des Hohenstaufen über den sanftkonvexen oberen Hangknick auf dessen Flanken gelangt. Es verstärkt sich die oberflächliche Abspülung, aber diese wird jetzt durch einen zweiten Vorgang tiefgreifender Abtragung: die Solifluktion ergänzt; d. h. die durch die Frost-Grundvorgänge durchbewegte Bodenschicht kommt jetzt unter der Wirkung der Schwerkraft in ihrer ganzen Mächtigkeit hangab weithin ins Gleiten, zum langsamen „Bodenfließen“.

In Mitteleuropa mit seinem Vorkommen tiefgründiger und tonreicher interglazialer Böden kam es in den Kaltzeiten auf solchen sanftkonvexen Übergangsböschungen zwischen knapp 2° und 4—6° zu unregelmäßigen, episodischen Solifluktionsbewegungen, die bei geeignetem Gestein und entsprechend tiefem Auftauen allerdings erheblichen Tiefgang (1—2, ja gelegentlich bis zu 4 m) gewinnen konnten. Sie zeigen damit in vielen Punkten noch Anklänge an die Kryoturbationsvorgänge (BÜDEL, 1959). In der heutigen polaren Frostschuttzone spielen sich (nach unseren bisherigen Erfahrungen) auch auf solchen Böschungen nur flachgründige Solifluktionsbewegungen ab. Wie weit sie sich dabei periodisch oder episodisch vollziehen, ist im einzelnen noch zu klären (s. u.). Wir fanden hier neben aktiven Formen auch solche, die eine mehrphasige Genese, ein „Altern“ vermuten lassen (ähnlich den geschilderten Frostmusterböden auf den Hochflächen).

Die bisherige Forschung hat sich im Grenzbereich zwischen Kryoturbation und Solifluktion auf die Registrierung der Fälle beschränkt, wo sich der Übergang rasch und einfach vollzieht. Das ist vor allem an steilen Hangknicken und bei sehr geringem Tiefgang der Vorgänge, also bei Kleinformen der Fall. Die klassische Abbildung eines solchen Vorkommens verdanken wir TROLL (1944, S. 601, abgedruckt auch bei LOUIS, 1960, Bildteil, S. 16). Ähnliche, wenn auch nicht ganz so regelmäßige Übergangs-

formen konnten wir im Basalt unseres Prüffeldes beobachten³⁰⁾. Diesen Fall stellt etwas schematisiert Abb. 11 B dar: die Steinringe auf der nur 1—2° geneigten Fastebene (rechts) werden mit der nach links zunehmenden Hangneigung (Profil oben 11, A) zu immer längeren Ellipsen verformt, von denen die starkgekrümmten Hauptscheitel zusehends lückenhaft wer-

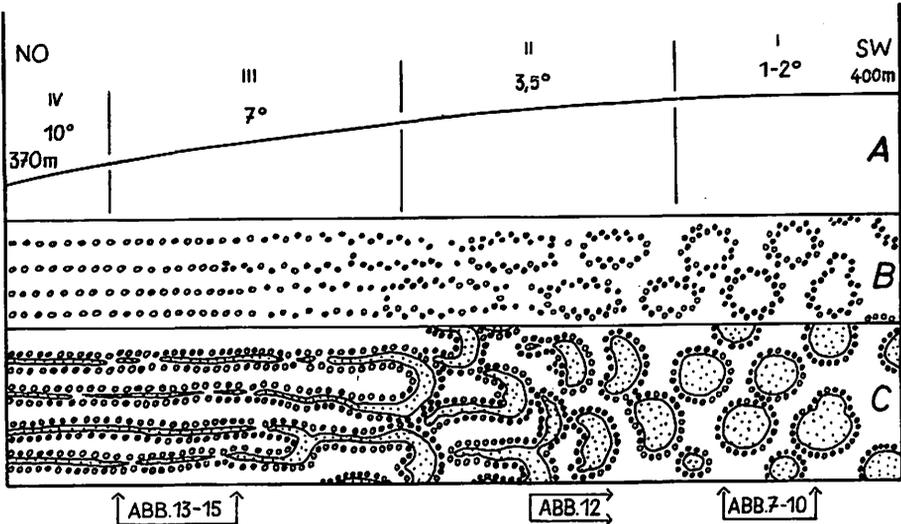


Abb. 11

Übergang von Kryoturbandeformation zu Solifluktion auf der sanftkonvexen NO-Flanke des Hohenstaufen (Barents-Insel).

Oberteil A: nach links (NO) zunehmende Hangneigung.

Mittelstreifen B: der Übergang von Kryoturbandeformation (Steinringe) zu Solifluktion (Steinstreifen) schematisch nach einer weitverbreiteten Anschauung.

Unterteil C: typische Art dieses Überganges bei mittelgroßen Strukturformen auf dem sanftkonvexen oberen Teil der Altflächenflanken in SO-Spitzbergen („Abspül-Solifluktion“). Die Steinringe auf ebener Fläche (die dem Feinkiesmantel der Schluffkegel entsprechen, vgl. Abb. 7—10) gehen bei beginnender Hangneigung (3,5°) in Halbmonde von genau entsprechendem Aufbau über (vgl. das Lichtbild Abb. 12), deren Außenbögen mit besonders starken Steinwülsten hangaufwärts gekehrt sind. Hangab werden dagegen ihre Spitzen mit wachsendem Gefälle zu immer längeren Streifen ausgezogen, so daß sie bei 5—6° Neigung die Form von Kometenschweifern erreichen. Diese ziehen zunächst in Windungen hangab, strecken sich aber von etwa 7° Hangneigung ab zu ganz auffälliger, strenger Parallelität. In der Mitte dieses Feinkiesstreifens zieht jeweils ein schmaler Schluffkamm entlang: der Aufbau der Strukturformen (vgl. Abb. 13—15) bleibt also im Prinzip der gleiche wie auf der Hoch-

³⁰⁾ Am schönsten konnte ich einen solchen rein regelhaft erscheinenden Übergang bei mittelgroßen Formen auf dem schmalen, mehrfach eingesattelten Rücken der südlichen Hoffnungsinsel (Barents-See) und dessen beiderseits zur Küste abfallenden Flanken beim mehrfachen niedrigen Überfliegen beobachten.

fläche. Er ist infolge der mit fortschreitender (vornehmlich durch Abspülung erzeugter) Abtragung sich allmählich ergebenden Hangversteilung unmittelbar aus der Verzerrung solcher Altformen hervorgegangen.

Fig. 11

Transition from cryoturbation to solifluction on the smoothly convex north-eastern flank of the Hohenstaufen (Barents Isle).

A: inclination increasing to the left (NE).

B: transition from cryoturbation (stone-rings) to solifluction (stone stripes). Skeleton sketch illustrating a popular apprehension of this phenomenon.

C: Typical transitional forms of structures of medium size on the smoothly convex upper slopes of old plateaus in SE-Spitsbergen („slope-wash solifluction“). The stone-rings on horizontal surfaces (which correspond to the debris mantles of the silt cones, cf. fig 7—10) change into half-moons of analogous structure (cf. fig. 12) on initial slopes ($3,5^\circ$). Their outer archs with especially thick stone ridges look up-slope, whereas their ends wandering down-slope fastest are drawn asunder to stripes with increasing inclination, eventually assuming the shape of comet tails on slopes of $5-6^\circ$ of inclination. Festooned in the beginning these tails become exactly parallel, when the inclination exceeds 7° . Each of the debris stripes has a central silt wall; the structure of the whole form is thus in principle the same as on the plateau.

den und schließlich ausfallen, während die Nebenscheitel sich vollends zu Geraden strecken, so daß schließlich (bei über 4° Neigung) der reine Froststreifenboden übrig bleibt, d. h. das oberflächliche Strukturbild der Normal-solifluktion auf mittelsteilen Hängen.

In anderen Fällen erfolgt dieser Übergang jedoch nicht so unmittelbar; vielmehr schalten sich Zwischenformen ein, die weder den reinen Frostmusterböden auf fastebener Fläche noch den reinen Streifenböden am mittelsteilen Hang ähneln. Als Beispiel zeigen wir diejenige, die auf dem Hohenstaufen regelmäßig im Plattensandstein auf solchen Konvexhängen auftritt (Abb. 11c, 12, 13—15) und zum Fremdartigsten gehörte, was uns begegnete.

Die uns schon bekannten Hochflächenformen: die Schluffkegel mit ihren Feinkiesringen (Abb. 7—10) verformen sich bei 2° überschreitenden Neigungen nicht zu Ellipsen längs, sondern zu nierenförmigen Gebilden quer zum Hang, dazu noch die konkave Seite hangaufkehrend. Alsbald tritt der Feinkies in die hohle Innenseite ein: die Gebilde werden zu Schluff-Halbmönden mit der vollen Krümmung nach oben. Vor dieser staut sich ein deutlicher Schuttwulst an, während die feinkiesgefüllte Hohlseite flach hangab ausläuft (Abb. 12, hangauf gesehen). Rein äußerlich sind diese Formen den bekannten „Schutzungen“ der lappländischen Tundren- oder der alpinen Mattenzone nicht unähnlich, nur daß sie ihre konvexe, wulstumrandete Seite eben überraschenderweise hangauf kehren. Wenn die Neigung dann weiter $3-4^\circ$ überschreitet, verlängern sich die hangab zeigenden Halbmondspitzen (manchmal dazu noch einer oder gar zwei weitere Schluffvorsprünge der Innenseite) zu förmlichen „Kometenschweiften“. Gräbt man diese oder die Halbmonde auf, so zeigen sie einen den Schluffkegeln der Oberfläche völlig entsprechenden Bau: es sind im Querschnitt schmale, sohlenständige Schluffrücken, deren

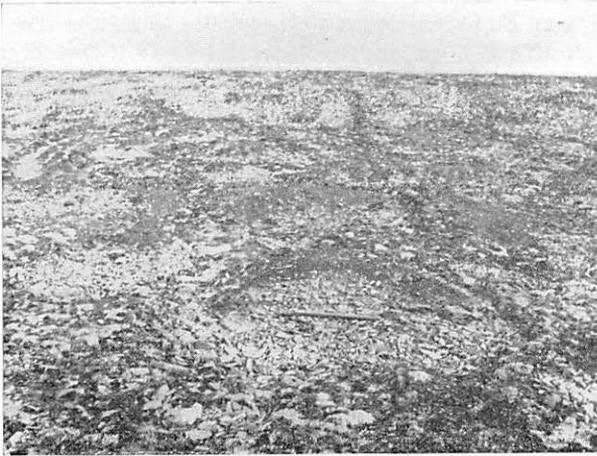


Abb. 12

Übergang der Kryoturbation zur Solifluktion („Abspül-Solifluktion“) am sanft-konvexen Hang-Oberteil: Zone der „Halbmonde“ (vgl. Abb. 11).

Fig. 12

Transition from cryoturbation to solifluction („slope-wash solifluction“) on the smooth upper part of slopes: zone of half-moon-shaped forms (cf. fig. 11).

steile Flanken ein Feinkiesmantel umhüllt; auch von unten aufragende „Embryonalformen“ schneidet man bei Suchgräben in der umgebenden Grobschuttdecke bisweilen an. Zunächst ziehen die „Kometenschweife“ noch unregelmäßig-gewunden wie Rinnsale hangab: der oben herausschauende Scheitel der Schluffrücken trägt dabei fast stets mehr oder weniger vernarbte, längsziehende Trockenrisse, die dadurch als Spülrinnen für Schmelzwasser ausgebildet sind: sie tragen also wirklich auf ihrem Rücken zeitweise Rinnsale. Bei mehr als 6° Neigung strecken sie sich aber rasch zu langausgezogenen, fast schnurgeraden Linien, die in 80—100 cm Abstand mit verblüffender Regelmäßigkeit hangab ziehen. Ab und zu verschwanden die Schluffstreifen an der Oberfläche, dann zeigt aber ein Feinkiesstreifen an, daß sie sich subkutan fortsetzen (Abb. 11 c, links). Als ein Streifenboden, der an geometrischer Regelmäßigkeit wahrlich seinesgleichen sucht, bleibt dieser Typ dann von 6° — etwa 10° Neigung herrschend.

Wegen des deutlichen „Rinnsalcharakters“ der (von flachen Feilkieswällchen begleiteten) Schluffstreifen hatten wir erwartet, daß sie sich beim Aufgraben in der Trockenschuttdecke als oberflächlich-„schwebend“ erweisen würden. Zu unserer Überraschung hielten aber auch diese regelmäßigen Streifen im Prinzip genau denselben Bau bei, wie die Schluffkegel auf den Altflächen, d. h. es waren schmale sohlenständige Schluffrücken, ja Schluffmauern zwischen breiten Beeten trocken, von noch größerem Steinpflaster bedeckten Grobschuttes. Abb. 13 (Lichtbild hangab) und Abb. 14 zeigen eine Grabung quer durch mehrere

solche schmalen Schluffrücken und Grobschuttbeete. Wieder ist jede Schluffwand von Feinkies ummantelt, wieder ließ uns die nahe Frostgrenze (im Schluff rd. 30 cm, im trockenen Grobschutt 20—22 cm tief) nicht den Basalteil des Bodenprofils und das Anstehende erreichen, beides stellen wir uns in Abb. 15 vorerst ähnlich wie in Abb. 7 vor.



Abb. 13

Typisches Aussehen der „Abspül-Solifluktion“ auf 6—10° geneigten Altflächen-Flanken in Gestalt auffällig-gradlinig-paralleler Schluffstreifen (im Aufschluß: Schluffwände) zwischen Grobschuttbeeten.

Fig. 13

Typical form of the „slope-wash solifluktion“ on the flanks of plateaus (angle of inclination 6—10°). Conspicuous rectilinear parallel silt stripes (laid bare in the foreground) between beds of coarse debris.



Abb. 14

Aufgedeckte einzelne Schluffmauer zwischen Grobschuttbeeten (s. Abb. 13).

Fig. 14

Silt-wall between beds of coarse debris (cf. fig. 13).

Ohne solche tieferen Aufschlüsse, ohne das Ergebnis der Bewegungsmessungen (beides wird 1960 greifbar sein) ist eine sichere Deutung noch nicht möglich. Immerhin ist schon ersichtlich, daß auch hier das Produkt einer mehrphasigen, langen Entwicklung vorliegt. Noch weniger als beim Profil Abb. 7 können hier Grobschuttbeete und Steinpflaster durch Ausscheidungsvorgänge (Auffrieren, Frostgleiten, Frostschub) aus so schmalen Schluffwänden entstanden sein: jene müssen einem älteren, allgemeinen Auffrierungsprozeß entstammen. Ebenso tritt für die Feinkiesmäntel die Bildungsbeziehung (Frostschub) zu den Schluffmauern wieder deutlich zutage.

Entsprechend der vorgeschrittenen „alten“ Sortierung müssen auch die gegenwärtig abtragenden Bewegungsvorgänge in diesen Böden stark differenziert sein. Die Rolle der Abspülung ist hier sicher groß. Aber sie ist außerdem auch in sich mehrteilig. Daß am Grunde des trocken-hohlen Grobschuttgerüstes über der Frostbodengrenze trübebeladenes Schmelzwasser dahinsickert, konnten wir noch im August beobachten — vermutlich aber nur als spätsommerlichen Nachklang eines im Frühsommer viel kräftigeren Vorganges. Ihm ist die Ausspülung dieser (auch hier vielleicht voreinst aus einem Fein-Grob-Schuttgemisch ausgefrorenen) heute „hohl-trockenen“ Grobschuttbeete zu danken. Mindestens in Extrem-Frühsommern besonders starker Durchtränkung kommen dabei diese Grobschuttbeete vermutlich als ganzes in episodisch-ruckweises Gleiten über dem gefrorenen Untergrund. Das scheint immerhin die ganz unregelmäßige Lagerung ihrer Komponenten anzudeuten (Abb. 13 und 15).

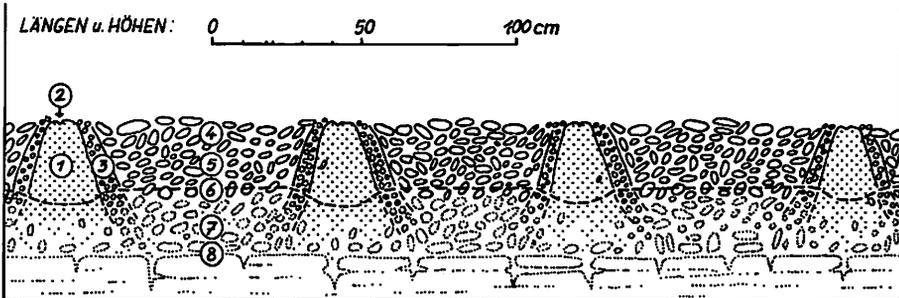


Abb. 15

Querprofil durch den in Abb. 13 dargestellten Streifenboden vom Typ der „Abspül-Solifluktion“.

Zahlenerklärung:

- (1) Sohlenständige Schluffmauern.
- (2) Spalten des Klein-Strukturnetzes auf den Schluffmauern, als Spülrinnen für Schneesmelzwasser dienend.
- (3) Feinkiesmantel der Schluffmauern.
- (4) Grobes Oberflächen-Steinpflaster der Grottschuttbeete.
- (5) Tieferer Teil der Frostschuttbeete, annähernd bis zur Dauerfrostgrenze trocken-hohl gelagert.
- (6) Oberfläche des Dauerfrostbodens im Spätsommer.

- (7) Vermutete Zone schwach sortierter Verwitterung über dem Anstehenden.
- (8) Oberkante des Anstehenden (Trias-Plattensandstein).

Fig. 15

Cross section of the striped ground of fig. 13 („slope-wash solifluction“).

- (1) Silt walls reaching down to the rock-bottom.
- (2) Fissures of the small frost-patterns on the silt walls, serving as channels for melt water.
- (3) Mantle of fine gravel on either side of the silt-wall.
- (4) Surficial pavement of the coarse gravel beds.
- (5) Lower part of the debris beds, dry and loose down almost to the pergelisol.
- (6) Surface of the perennially frozen ground in late-summer.
- (7) Zone of weathering with presumedly feeble sorting.
- (8) Bedrock (triassic flag-sandstone).

Aber wie halten sich nun dazwischen die schmalen, regelmäßig-langgestreckten Schluffmauern? Sie bleiben samt ihren Feinkiesmänteln sowohl von den Abspülvorgängen wie den etwaigen episodischen Solifluktionsrucken der Grobschuttbeete unberührt: sie könnten sonst nicht so ungestört-regelmäßig erhalten sein, sondern müßten Stauchungen, Druckspuren, u. ä. zeigen. Ein weiterer sehr auffälliger Umstand ist der, daß auch hier am Hang die Frostbodengrenze glatt und ohne jede Störung, ja ohne jedes Anzeichen irgendeines Strukturwandels durch die Schluffmauern und ihre Feinkiesmäntel hindurchzieht. Dies legt die Vermutung nahe, daß zu dem Jahreszeit-Punkt, an dem in den Grobschuttbeeten schon starke Ausspülung, ja u. U. sogar schon episodische Solifluktion in kleinen Rucken tätig ist, die Schluffmauern mit ihrem Feinkiesmantel festgefroren und mit ihrem Dauerfrostsockel verbunden sind. Sie bilden dann also eine Art festen Rahmens, das eisversteifte Bett für die Bewegungen der schon aufgetauten Grobschuttbeete.

Am Sommerende sind freilich auch die Schluffmauern aufgetaut und — dank ihres großen Wassergehaltes und der größeren Wärmeleitfähigkeit — sogar tiefer als die Grobschuttbeete (Abb. 13 und 15). Daß in diesem Zustand allseitige Abspülung an ihnen negativ zehren kann, ist keine Frage. Wie haben sie sich nun gebildet? Wie erhalten sie sich nach Form und Material bis heute aufrecht?

Die erste Frage ist nur im Vergleich mit Nachbarräumen zu lösen. Dabei trat ein uns wichtig scheinendes Grundgesetz zutage. Es besagt, daß auch unter sonst gleichen Umständen (Klima, Ausgangsgestein) keine einfache Beziehung zwischen Solifluktionsformen und Hangneigung besteht! Es entstehen ganz andere morphologische Ausdrucksformen des Bodenfließens, je nachdem ob eine Böschung von z. B. 8° am sanftkonkaven Fuß eines Steilhanges, inmitten eines langen geraden Hanges oder — wie hier — ohne Überhöhung durch steileres Gelände auf der sanftkonvexen Übergangswölbung vom oberen Hangteil zu einer benachbarten Altfläche liegt. Auch bei gleicher Hangneigung entstehen dabei ganz verschiedene Solifluktionsformen. Im ersten Fall wird von oben dauernd — mindestens feines — Material zugeführt, die entstehenden Solifluktionsmuster bilden sich auf dieser „Zuspüloberfläche“ ständig neu — wenn auch unter vererbendem Einfluß von unten her —

und sind daher vergleichsweise junge Gebilde. Wir sprechen hier von „Zufuhr-Solifluktion“ (die auf sehr sanften Hangfüßen zur „Zufuhr-Kryoturbation“ werden kann). Am geraden Hang tritt die Solifluktion — je nach Steilheit — in verschiedenem Grade mit der gleichzeitigen oberflächlichen Abspülung in Konkurrenz und bildet mit dieser zusammen ein System dauernder „Durchgangsabtragung“, an das sie sich mit formmäßig stabilen, wenn auch materialmäßig stets sich erneuernden „Dauerformen“ anpaßt. Wir sprechen hier von „Durchgangssolifluktion“. Sie ist der häufige „Normalfall“ und kann sich auch noch weit nach oben erstrecken, solange ein konvexer Hangoberteil noch steiler bleibt als etwa $6-10^\circ$.

Nähern wir uns aber dann der Altfläche, so kommen wir in den Bereich der „Abspül-Solifluktion“. Die Situation ist dadurch gekennzeichnet, daß oberhalb von ihr — auf der Altfläche — Kryoturbation, also keine tiefgründige Abtragung sondern eben nur der wenig leistungsfähige Abspülvorgang herrscht, der auf so fastebenen Flächen eben möglich ist. Dieser Mangel tiefgründiger Bodenbewegung bleibt auf dem obersten anschließenden Sanftkonvex-Hangteil noch erhalten, während sich die „Abspüldrainage“ hier schon verstärkt. Mit ihrer Hilfe wandert diese leichte oberste Hangversteilung langsam gegen die Altfläche zurück, sie stets von neuem angreifend, um ihre Randzonen — sehr allmählich nur — zu etwas steileren Neigungen abzutragen. Aber da diese Abtragung zunächst nur durch Abspülung erfolgt, bleiben hier die alten, nach langer Entwicklung in mächtigen Bodendecken gebundenen Kryoturbationsformen unter nur mäßiger, und zwar eben episodischer Umwandlung, aber als noch erkennbare Strukturen zunächst erhalten und werden nur langsam „verzerrt“. An scharfen solchen Konvex-Hangknicken erfolgt dann der Übergang zur ständig sich selbst erneuernden „Durchgangssolifluktion“ sehr rasch (s. „Normalfall“, Abb. 11 B). Am Oberteil sehr sanfter solcher Konvexhänge aber schalten sich die oben beschriebenen Zwischenformen ein, die in der Tat nichts weiter als ohne große „Selbstbeteiligung“ durch Abspülung verzerrte Kryoturbationsformen darstellen. Von den früher beschriebenen Formen der episodischen Solifluktion im Kaltzeitklima Mitteleuropas (BÜDEL, 1959) gilt das gleiche.

Zur weiterhin fälligen Frage der gegenwärtigen Haushalts-Aufrechterhaltung der geschilderten, solcherart als subfossil erkannten „Schluffmauern“ reichen dabei die bekannten und beobachteten Vorgänge wohl aus. Die Stoffzufuhr wird (wie der Schluffkegel) zeitweise wohl von unten her mitbesorgt (die Schluffmauern sind gewissermaßen langgestreckte „Kryo-Vulkanreihen“). Freilich kann diese Quelle heute nur noch bei besonders tiefer Lage der Frostbodengrenze bedeutungsvoll sein. Ganz sicher aber werden die Schluffmauern heute von oben, durch sand- und schluffbeladene, langsam auf ihrem Rücken entlangführende Schmelzwasser-Rinnsale gespeist und ernährt. Wir konnten diesen sicher auch für das Verlängern der Halbmondspitzen und die Anlage der „Kometenschweife“ verantwortlichen Rinnen-Spülvorgang im August 1959 besonders klar dort beobachten, wo solche Schmelzwasser-Rinnsale einen

noch ausdauernden Schneefleck überflossen (s. Bild 16, hart rechts der Bildmitte!). Sie ruhen an Frosttagen, rücken aber an warmen in 10—30 cm Breite wie Miniatur-Lavaströme unter Vorschieben eines sand- und schluffüberladenen Stirnwulstes langsam auch über sanftgeböschte Schneeflächen herab. Wir beobachteten ein solches Rinnsal, das auf 10—12° geneigtem Schneeang in 75 Minuten seine Stirn 1,60 m vorschob und dabei annähernd 1 200 g feuchtes Feinmaterial heranzuführte (d. h. also 16 g je Minute), das es als dunklen Streifen auf dem Schnee abgelagert hatte. Auf flachen Hängen sind diese Streifen noch gewunden, auf steileren fast geradlinig. So kann der Stoffhaushalt dieser Schluffmauern wohl erklärt werden. Ob diese Vorgänge aber auch hinreichen, um diese im aufgetauten Zustand doch hochverletzlichen Gebilde in ihrer auffälligen Form so konsequent über lange Hangstrecken aufrechtzuerhalten, ist eine andere Frage. Hier wirken vielleicht doch noch andere Vorgänge mit, wie wir sie oben schon kurz andeuteten. Wir hoffen, im Sommer 1960 durch sorgsame morphologische Analyse die einzelnen Vorgänge soweit isolieren zu können, daß sie zur Weitergabe an die Geophysik, speziell die Bodenmechanik reif werden. Als wichtigste Vorarbeit zu dieser „Vorgangsisolierung“ im einzelnen ist jedoch die genetisch-morphologische Analyse möglichst vieler Variationsfälle von „Abspül-Solifluktion“, „Durchgangs-Solifluktion“ und „Zufuhr-Solifluktion“ nötig.

IV. „Durchgangs-Solifluktions“ und weitere Abtragungsvorgänge auf steileren Hängen und sanftkonkaven Fußhängen („Zufuhr-Solifluktion“). Die Moos-Frostschuttzone

Auf den sanftkonvexen oberen Hangteilen (Kanten der Altflächen) von nur 2° bis 7,5° oder 10° Neigung sind so komplizierte, offensichtlich mehrphasig entstandene Streifenböden (als Übergangsformen von Kryoturba-tion zur Solifluktion) nicht allgemein verbreitet und auf bestimmte ton-arme Gesteine (Plattensandstein) beschränkt. Sonst setzen sich akute, einfachere, weniger differenzierte Vorgangskombinationen viel stärker durch. Ohne Ausnahme aber ist dies auf steileren Solifluktionshängen der Fall, d. h. auf Böschungen von rd. 7,5—rd. 15° (maximal rd. 20°) Neigung. Dies sind die eigentlichen Bereiche der kräftigen „Durchgangs-Solifluk-tionsabtragung“, des Normalfalles der Solifluktion in der Frostschuttzone, wobei zum tiefgründigen Fließen des gesamten oder nahezu des gesamten Auftaubodens stets die oberflächliche Abspülung als eine erhebliche weitere Abtragungskomponente hinzukommt. Sie wirkt dabei stets als ausgesprochene „Hang-Flächenspülung“ zwischen den überall vorhandenen Streifen. Diese folgen teils in leichten, durch vorausseilende Schuttzungen verursachten Windungen (Abb. 17), teils aber weithin in nahezu geradlinigem Lauf der Richtung des größten Gefälles; Änderungen dieser Richtung im Gelände mit größter Genauigkeit wider-spiegelnd, um Vorsprünge zeitweilig auseinander- und in Mulden zusammenströmend (Abb. 16). Die Streifen sind dabei (im Gegensatz zur Sonderform der Abb. 13—15) meist schmal und schwebend; sie sind oft von Pflanzen- (vornehmlich Flechten-) Streifen besetzt, während auf den



Abb. 16

Blick vom Hohenstauen über Freeman-Gletscher und Freeman-Sund nach OSO. Typisches Relief der Frostschuttzone mit Streifenmustern verschiedener Art (vorherrschend „Durchgangs-Solifluktion“) auf allen Hängen über 2° Neigung.

Fig. 16

View from the Hohenstauen to ESE across Freeman Glacier and Freeman Sound. Typical relief of the frost-split debris zone with its stripy solifluction pattern („transit solifluction“ predominating) on all slopes with an inclination of more than 2° .



Abb. 17

Unregelmäßiges Streifenmuster der „Durchgangs-Solifluktion“ aus übereinanderwandernden Schuttzungen. SW-Flanke des Hohenstauen (Barents-Insel).

Fig. 17

Irregular stripy pattern of the „transit solifluction“ caused by debris tongues one moving over the other. Southwestern flank of the Hohenstauen (Barents Isle).

breiteren zwischenliegenden Beeten aus Feinerdematerial die „Hang-Flächenspülung“ besonders stark ist. Einzelne aufliegende flache Steine werden von beiden Prozessen offenbar passiv mittransportiert, denn sie zeigen die oben (S. 46) erwähnten Lacke oder Rinden nur an der Oberfläche. Es gibt auch Fälle, wo eine solche Steinstreue flach über „amorpher“ Solifluktion — ohne deutliche Streifenbildung — „schwimmt“. Aber meist sind bei näherem Zusehen auch dort die Steine leicht streifenweise angeordnet oder es betonen kleine Rinnsale der Hang-Flächenspülung (oft vernarbten Trockenrissen eines Miniaturmusters folgend) die Falllinien. Das Gesamtbild dieser von der „Durchgangs-Solifluktion“ beherrschten Hänge blieb so eindrucksvoll wie ehemals: „Abseits einiger Küstenstreifen und vereinzelter steilerer Talhänge und Stufenränder (Basaltlagergänge!) ist das ganze flachkuppige Land lückenlos von dem Hanggefälle folgenden Stein- oder Schlierenstreifen des ungehemmten allgemeinen Bodenfließens überzogen. Vom Flugzeug aus hat man den Eindruck, über ein Land mit Kartenschraffen zu fliegen“ (BÜDEL, 1948, S. 34). Es vollendet sich, wenn frisch abtauender Neuschnee diese Schraffen durch Schwarz-Weiß-Zeichnung hervorhebt. Und nur ein Zug ist ihm hinzuzufügen: ein großer Prozentsatz dieser so streng gefällgebundenen Streifen sind in Wirklichkeit auch hier oft schon Rinnen der oberflächlichen Hang-Flächenspülung, die sich auf solchen Neigungen von 7,5—15° (maximal 20°) meist noch nicht zu schärfer eingekerbten, das Frostbodenprofil durchschneidenden und damit die Solifluktion übertönenden Runsen vertiefen.

Wie schon früher betont, werden auf Hängen von mehr als 15° Neigung — ohne scharfe Grenze — langsam jene tieferen, scharf eingeschnittenen Runsen vorherrschend. Die ersten Ansätze hierzu stellten wir auf reinen Feinmaterial-Böden bei 11° Neigung fest. Die Runsen sind dann noch weit getrennt, auf den glatten Hangstreifen dazwischen wirkt die Kombination: Bodenfließen-Hangflächenspülung weiter. Noch bei 20° Neigung können solche flachen unzerschnittenen Zwischenstreifen mit dickem Frostbodenprofil und entsprechender Solifluktionsabtragung erhalten sein. Aber diese spielt dann nur noch eine Nebenrolle. Im ganzen liegt bei rd. 15° Neigung in der Tat die Grenze zwischen der rein flächenhaften Hangabtragung durch Solifluktion und Flächenspülung und der — im ganzen ebenfalls noch flächenhaft wirkenden — im einzelnen aber schon erosiven Runsen-spülung (BÜDEL, 1948, von MORTESEN, 1930, als „Zerrunsung“ bezeichnet). Wie damals definieren wir diesen Vorgang dahin, „daß sich benachbarte Runsen hierbei noch nicht in kleinen Erosionssystemen zu Hauptrunsen vereinigen, die dann rasch über die Nachbargerinne das Übergewicht erhalten und sich stärker eintiefen“. Vielmehr bleiben bei der Runsen-spülung die einzelnen, einige dm oder höchstens m tiefen Rinnen noch voneinander unabhängig, sie ziehen als morphologisch gleichwertige Gebilde \pm parallel zueinander über die Hänge hinab, das Bild der vertikalen „Kartenschraffung“ der Landschaft weiter unterstreichend. „Bei dieser Art der Hangabspülung bleibt somit die Großform des Hanges ziemlich unverändert erhalten, er wird noch fast rein flächenmäßig angegriffen und abgetragen“, nur daß die erzielte Abtragsleistung in

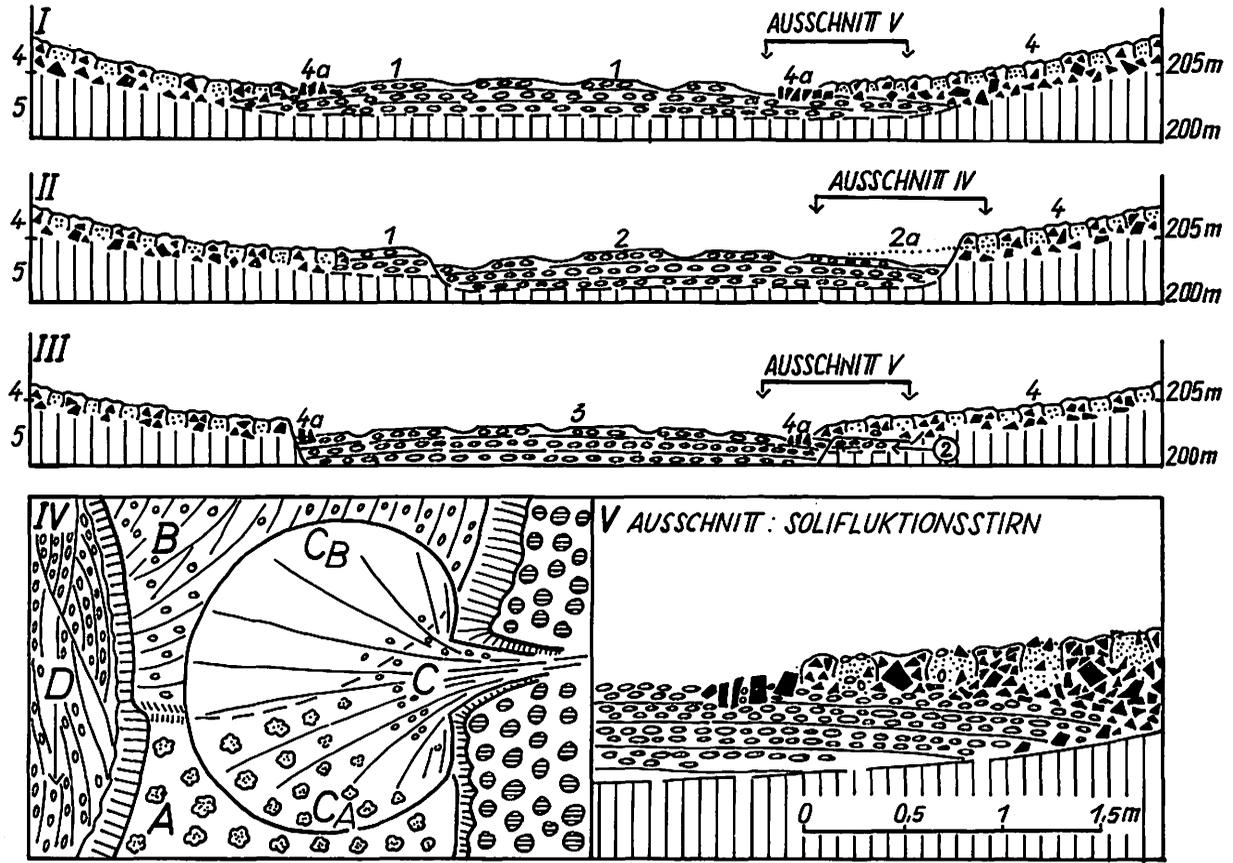


Abb. 18 (Unterschrift S. 72)

Abb. 18

Eintiefungsfolgen der Stauferbach-Sohle und der anschließenden Fußhänge, das Zusammenwirken von Hangsolifluktion und Flußerosion in der Frostschuttlzone darstellend. Erläuterung im Text, Anm. 35, S. 79.

Fig. 18

Subsequent erosional stages of the bed of the Staufer brook and its adjacent slopes, elucidating the co-operation of solifluction and wearing down in the frost-split debris zone. For further explanations see text, note 35, pag.

der Zeiteinheit diejenige auf den Solifluktionshängen mit weniger als rd. 15° Neigung um ein vielfaches übertrifft.

Auf ganz steilen Hängen oberhalb von einer (nach wie vor nur als ganz roher Mittelwert zu verstehenden) Grenzböschung von rd. 40° Neigung wird endlich mit der Vereinigung einzelner Runsen zu Hauptrunsen und damit der vollen Ausbildung größerer Erosionssysteme auf den Hängen ein noch weit wirksamerer Vorgang: die *Hangzerschneidung* herrschend. „Der Hang wird dabei nicht mehr parallel zu sich selbst abgetragen, sondern durch einzelne tiefe Erosionskerben aufgelöst und damit zugleich mit der Abtragung auch in seiner Großform vernichtet. Damit nähert sich die Hangzerschneidung bereits den Vorgängen der linienhaften Abtragung, in die sie bei weiterer Fortbildung auch bereits vollständig übergeht“ (BÜDEL, 1948, S. 36). Untersuchungen zur Erweiterung der damaligen Ergebnisse über die Varianten und Grenz-Böschungswinkel dieser Runsenpflügel und Hangzerschneidung sind erst bei der Hauptexpedition von 1960 vorgesehen.

Die steileren Hänge, auf denen diese Vorgänge herrschen, gehen nach abwärts in sanft konkav auslaufende Hangregionen über (Abb. 16 und 31, jeweils Hintergrund rechts). Solche finden sich in W-Spitzbergen wie im SO-Land häufig im Küstenbereich: beim Abfall der inneren Hochflächen zu den Vorländern (so auch auf den beiden genannten Abbildungen). Die Täler, die aus dem Inneren zur Küste führen, sind jedoch in West-Spitzbergen meist Kastentäler mit durchwegs steilen, geradlinigen Hängen (vgl. BÜDEL, 1948, Abb. 5). Auf der Barents- und Edge-Insel zeigen jedoch nur die kleineren (meist Kerb-) Täler so steile, unmittelbar von schotterreichen Bachbetten unterschrittene Flanken. Die größeren Täler, vor allem auch die „Jachenau“ und das „Staufertal“ im Stauferland (Abb. 2 b) zeigen dagegen Muldentalcharakter. So führen zu der im Mittel nur 20—60 m breiten Schottersohle des Stauferbaches von beiden Seiten lediglich sanftkonkav abgeböschte Hangfüße hinab, die an ihrem unteren Ende zu Seiten der Bachsohle stellenweise oft nur noch 3—5° Gefälle zeigen. Sie laufen dabei auf die Bach-Schotterflur fast gleichsohlig, mit ganz kleinen Absätzen von oft nur 1—2 m, ja manchmal sogar nur wenigen Dezimetern aus.

Diese flachen Hangfüße gehören zum Erstaunlichsten, was uns die letztjährige Expedition Neues bot. Ihr äußeres Bild vermittelt Abb. 19. Zunächst fällt die starke Pflanzendecke auf, die hier über 50 % des Bodens geschlossen bedeckt. Das ist einmal die Folge ihrer geringen Seehöhe. Denn bis zu einer solchen von rd. 200 m ist auf geeigneten, feinerderei-



Abb. 19

Moos-Frostschuttzone in SO-Spitzbergen. Langsame „Zufuhr-Solifluktion“ auf sanftem Fußhang zum Bett des Stauerbaches (hinten) hin gerichtet. Das Frostmuster ist hangab nur zu undeutlichen Streifen geordnet.

Fig. 19

Moss frost-split debris zone in southeastern Spitsbergen. Slow „influx solifluction“ on the smooth lowermost part of the valley-slope of the Stauer brook. The frost-pattern consists only in irregular stripes.



Abb. 20

Rentierherde auf sanftem Fußhang im Staufertal. Die Streifen der „Zufuhr-Solifluktion“ in der Moos-Frostschuttzone sind hier in sich nach Art der Flek-entundra gemustert.

Fig. 20

Herd of reindeers in the Stauer Valley. In the moss frost-split debris zone the stripes of influx solifluction have developed into a kind of spotty tundra.

chen Böden die ganze Edge- und Barents-Insel von einer pflanzenreicheren Abart der Frostschuttzone umgürtet. Die Obergrenze dieser Zone sinkt langsam nord- und ostwärts ab, vor allem aber steigt sie in den geschützten inneren Tälern etwas höher, gelegentlich über 300 m an. Diese Decke ist freilich sehr niedrig und auch fast nirgends ganz ohne Lücken, sie besteht vornehmlich aus Moosen, Flechten, wenigen Gräsern und Blütenpflanzen³¹⁾, sowie der niedrigen Polarweide (*Salix polaris*), „dem“ Baum Spitzbergens. Der seltsam gelbgrüne bis braungrüne Teppich ist eine vorzügliche Weide der kräftig-gedrungenen, jetzt im August schon fast winterweißen, in ihrem dicken Herbstfettpolster geradezu schwerfällig wirkenden Spitzbergen-Rentiere, von denen das Stauerland knapp 100 Stück, die ganze Barents-Insel vielleicht 300—400 ernähren mag³²⁾.

Dies Pflanzenkleid wird weiter dadurch gefördert, daß diese sanftkonkaven Fußhänge vom höheren Hangteil aus stets mit Sickerwassertrübe überspült werden. Im äußeren Bild ähneln sie bereits der Tundra, in ihren klima-morphologischen Zügen stehen sie jedoch entschieden der Frostschuttzone näher. Wir bezeichnen sie daher als Moos-Frostschuttzone (s. Abb. 3). Ihre botanische Zusammensetzung, ihr ökologisches und pflanzengeographisches Bild soll 1960 genauer aufgenommen werden.

Die Hänge dieser Moos-Frostschuttzone beherrscht ein auffälliger Gegensatz. Ihre Böschungswinkel steigen von 3—5° zu Seiten der Bachsohlen auf 8°, ja gelegentlich bis 10° an und dennoch zeigt ihre Oberfläche weitgehend das Bild von Kryoturbations- nicht von Solifluktionerscheinungen. Sie ist lückenlos von einem Ringmuster bedeckt (Abb. 19). Die Ringe bergen mit Feinmaterial gemischten Grobschutt, sind aber fast ganz von dicken Polsterwülsten des geschilderten Pflanzenkleides überzogen. Man könnte von „Moos“- oder „Bultringen“ sprechen. Die innerhalb der Ringe eingesenkten Kerne sind unregelmäßig-rund mit oft nur 0,3—0,5, gelegentlich (so in Abb. 19) auch bis zu 1,5 m Durchmesser. Ihre pflanzenarme, auch im August noch fast stets leichtgewölbte Oberfläche besteht aus dunkelgrau-humosem Feinmaterial, das mit einzelnen Steinen durchmischt ist; sie ist außerdem von vielen frischen und vernarbten Rissen eines Kleinformen-Musters überzogen.

Ungeachtet dieses Oberflächenbildes ist anzunehmen (s. u.), daß sich dennoch diese ganze Bodendecke in gleitender Bewegung zum Bachbett hin befindet. Die Bewegung erfolgt dabei offenbar so langsam, daß das oberflächliche Strukturmuster gleichzeitig seine weitgehende Regelmäßigkeit bewahren kann. Der Grund dafür liegt darin, daß diese Hänge von

³¹⁾ Durch schöne bunte Blüten sind mehrere Arten von *Saxifraga* (Steinbrech), von *Ranunculus* (Hahnenfuß) und zwei Varietäten, eine weiß- und eine gelbblühende, von *Papaver nudicaule* (Polarmohn) ausgezeichnet.

³²⁾ Die Vermehrung scheint schwach zu sein, wir sahen der Ricke nie mehr als ein Kitz folgen. Die Rentiere — z. Zt. ganzjährig geschützt — kannten keine Menschenscheu, kamen stets neugierig bis auf 10—15 m heran und ließen sich in dieser Entfernung bei längerem Aufenthalt auch neben uns zum Wiederkäuen nieder.

oben her stets mit Feinmaterial überspült werden. Darauf bilden sich stets neue, junge Strukturmuster aus, deren Ansätze aber von unten her „vererbt“ sind. Die Ringneubildung geht dabei rascher, als deren Verzer- rung durch die langsame Solifluktion. So zeigt sich in verfolg des oben Gesagten Folgendes. Auch bei gleichem Gestein (oben ausschließlich, unten vorwiegend Plattensandstein) und gleicher Hangneigung (Bei- spielfall 8° , s. o. S. 66) ergeben sich sehr verschiedene Solifluktionstypen, je nachdem wir uns auf einem konvex gekrümmten, zu flachen Altflächen hinanführenden Hangoberteil oder an einem von steilerem Gelände über- höhten konkaven Fußhang befinden. Einmal bedeutet (worauf mich MORTENSEN, 1960, hinwies) konvexe Hangkrümmung stets eine Zerrung, konkave stets eine Pressung aufliegender so mächtiger Bodendecken. Am oberen Konvexhang wird diese Zerrung in der geschilderten Weise noch durch starke Drainage-Ausspülung unterstützt. Bei überwiegender Fein- material-Abfuhr führt diese „Abspül-Solifluktion“ durch mehrere (vor- gangsmäßig noch nicht völlig geklärte) Zwischenstufen zu einer Streckung alt-angelegter Froststrukturen zu besonders deut- lich-regelmäßi- gen (und vermutlich auch sehr dauerhaften!) hangparallelen Streifen. An flachkonkaven Fußhängen herrscht dagegen ständige Feinmaterial-Zu- fuhr, die an der Bodenoberfläche stets neue (jung-vergängliche!) Struktur- formen entstehen läßt: im Bereich dieser „Zufuhr-Solifluktion“ haben wir daher die undeutlichste hangparallele Streifung. Im Böschungsbereich zwischen 2° und $6\text{--}10^\circ$ scheint dabei hier wie dort episodische Be- wegungsart zu überwiegen (s. S. 77 u.). Wie groß in beiden Fällen die ab- solute Geschwindigkeit der Solifluktionsbewegung im Durchschnitt längerer Zeitspannen ist, wieweit ferner für die Sonderart des hier geschilderten Falles von „Zufuhr-Solifluktion“ Einflüsse des Gesteins (Zufuhr von Basalt-Verwitterungsschutt aus einzelnen Lagergängen im Sandstein) und des Pflanzenkleides (Moos-Frostschuttzone) mitspielen, wird unten angedeutet, bedarf aber noch weiterer Aufklärung. Abb. 19 stellt den flachsten im Staufertal vorkommenden Zufuhr-Solifluktionshang (3°) dar, den wir auf den ersten Blick gar nicht als Solifluktions- sondern als Kryoturbationsfläche ansprachen, so sehr überwiegt hier die ständige Ring- neubildung über die langsame, ruckweise Fließbewegung. Erst bei genaue- rem Zusehen zeigt sich, daß doch auch schon hier die Ringe in der Fall- linie leicht verformt und zu ganz undeutlich-geknickten Streifen angeord- net sind.

Auf nur etwas steileren Hängen nimmt diese Regelhaftigkeit in beiden Richtungen zu. Vor allem aber ist kein Zweifel, daß sich die Stirn dieser Hänge dauernd gegen das Bachbett verschiebt und ihm Material liefert; das geht vor allem auch aus dem dauernden Antransport ortsfremder grober Basaltblöcke hervor, die aus einem schmalen Lagergang am höhe- ren Hangteil stammen. Die Gleitbewegung wird dabei auf so flachen Fuß- hängen offensichtlich durch deren besonders starke Durchtränkung auf- recht erhalten. Das dicke Pflanzenkleid ist ein schlechter Wärmeleiter, des- halb liegt hier der Frostboden sehr flach; entsprechend reich ist der Auf- tauboden dauernd von Schmelzwasser durchtränkt. Das von ihm als Trübe ständig mitgeführte, z. T. der Verwitterung tonreicher Sedimente ent-

stammende, Feinmaterial steigert zudem (gegenüber Böschungen von gleicher Neigung an konvexen Hangoberkanten) sowohl Wasseraufnahmefähigkeit wie Beweglichkeit und „Frostgefährlichkeit“ (d. h. die Möglichkeit rascherer Strukturmusterbildung!) der Böden auf diesen Hangfüßen. Die Vorgänge an ihrer Stirn gegen das Bachbett, d. h. an der Berührungsfrent von Hangdenudation und Flußerosion, sind für den hier herrschenden Gesamtmechanismus der Abtragung von besonderer Bedeutung.

V. Zusammenwirken von Hangdenudation und Flußerosion. Der Gesamtmechanismus der Abtragung

Die hohe Abtragsleistung der (nichtglazigenen) Flüsse in der Frostschutzone ist in den tiefeingeschnittenen Kastentälern im gebirgigen West-Spitzbergen besonders leicht erkennbar (BÜDEL, 1948, Abb. 5). Von den steilen Flanken liefern dort die Vorgänge der Runsenspülung und der Hangzerschneidung an jedem Punkt gewaltige Schuttmengen unmittelbar in das breite Schotterbett, das die gesamte Talsohle einnimmt. Bei Niedrigwasser zu Winterbeginn pendelt der Fluß in zerfaserten Ästen darüber hin, um im Hochwinter völlig oder wenigstens fast ganz zu erstarren. Im Frühsommer dagegen gestaltet er mit gewaltigen Hochfluten sein Bett um, verlagert den Schotter talab und legt mit dieser Arbeit zugleich die Sohle in voller Breite tiefer. Die Übereinstimmung von Talboden und aktivem Schotterbett, die Terrasselosigkeit der Hänge und die auf der Erde einmalige Geschwindigkeit so breitsohligter Tiefenerosion sind sinnfällige Begleiterscheinungen dieser Flußarbeit.

Im niedrigeren und im ganzen viel sanfter geböschten Stauerland ist die klimabestimmte Mehrleistung der Flußerosion (so gegenüber der holozänen in den Mittelbreiten) weniger sinnfällig, ihre Ergründung aber noch lohnender, weil man hier mehr den Normalfall, nicht den Gebirgs-Sonderfall der Frostschutzzonen-Flußarbeit vor sich hat. Der Hauptunterschied gegenüber W-Spitzbergen liegt darin, daß hier die Schuttfuhr von den Talflanken nicht (oder wenigstens nur mittelbar) durch die besonders leistungsfähigen Vorgänge der Runsenspülung und Hangzerschneidung erfolgt, sondern daß von sanften Muldental-Fußhängen nur die weit weniger leistungsfähige Solifluktion und zwar meist noch in der geschilderten, besonders langsamen Form der „Zufuhr-Solifluktion“, dem Bachbett unmittelbar Schutt zubringt.

Gegenüber einem gleichgroßen Tälchen mit ähnlichem geologischen Unterbau in Mitteleuropa (etwa niedrigere Teile von Vogelsberg, Rhön, Schwäb.-Fränk. Keuperbergland) sind doch schon äußerlich große Unterschiede vorhanden. In den letztgenannten Fällen durchfließt ein nur wenige m breiter, fast schotterloser Bachlauf in vielen Wiesenmäandern langsam einen weiten, seit Jahrtausenden unbewegten, nur unmerklich durch Auelehmauftrag in Hochwasserzeiten erhöhten Talboden, dem sanfte Muldental-Konkavhänge entsteigen. Diese finden wir im Staufertal wieder. Aber ihr Boden ist von — wenn auch langsamer — Solifluktion bewegt. Dazu ist auch die ganze Sohle hier ein aktives, im Querschnitt einheitlich gewölbtes, vom Bach pendelnd durchströmtes Schotterbett von 20—60 m

Breite und dennoch großem Gefälle (12 ‰ im Mittellauf). Das setzt eine vergleichsweise überreiche Wasser- und Schutzzufuhr voraus.

Den Wasserzudrang des Frühjahrs konnten wir uns nur aus der breiten, einheitlich gewölbten Pendel-Schottersohle, der Tiefe der in das Trockenbett eingesenkten Rinnen und Kolke (bis 1 m) und dem Umfang der größten mittransportierten Basaltblöcke (rd. 50 cm Kantenlänge) rückerschließen: sie dürfte das ganze Schotterbett auch abseits der Tiefenrinnen mehrere dm tief geschlossen überfließen. Aber noch im August waren die Abflusssmengen an Tagen mit positiver Lufttemperatur (die höchste gemessene war hier nur 3,6°) und ungehemmter Sonnenstrahlung sehr bedeutend: das dann einsetzende Hochwasser schwoll dabei ähnlich rasch an, wie bei uns im Tagesrhythmus sommerlicher Gletscherbäche. Bei dem in der zweiten Augushälfte schon mehrfach einsetzenden Frostwetterklang es womöglich noch rascher wieder ab. Der Grund für diese Schwankungen liegt natürlich darin, daß der Bach einerseits von einem sehr flachgründigen Grundwasserkörper (20—30 cm Auftauboden) gespeist wird: legt der Frost diese Quelle lahm, so stehen solche aus tieferen Schichten nicht zur Verfügung. Die andere Quelle waren im August die übersommernden Schneeflecken, die ihre Wasserabgabe bei Frost noch rascher einstellten. Wich dieser, so war die Spende beider Quellen umso reichlicher (keine Versickerung; fast keine Verdunstung; wenig abflußhinderndes, speicherndes, verdunstungsförderndes Pflanzenkleid; an Hängen rasche, direkte Leitung des Wassers talab in den genau dem Gefälle folgenden Bahnen der Strukturböden, der Flächen- und Runsenspülung sowie der Hangzerschneidung, jeweils zunehmend mit der Hangsteilheit, wie früher schon dargelegt wurde, BÜDEL, 1948).

Die Schutzzufuhr eines mitteleuropäischen Vergleichsbaches mit ähnlichem Längs- und Querprofil ist nur an die wenigen Stellen einmündender Seitentäler: genauer Seitenbäche geknüpft; nach einem Lauf von nur 6 km hat ein entsprechender Bach (Vogelsberg oder Rhönvorland) höchstens drei solche empfangen, dazu ist deren Lieferung an Grobschutt vollends minimal. Hier dagegen liefern einzelne steile Quellläste und ein das Tal querender, selbst bei mäßiger Steilheit schon nacktfelsiger Basaltriegel (Rechbergenge, vgl. Abb. 2 b) durch Hangzerschneidung und Schutthalden alpinen Typs schon viel Grobschutt einschließlich größter Blöcke (bis über 50 cm Kantenlänge). Dazu aber bilden beide Bachbettränder durch die flächenhaft dorthin ziehende Solifluktion geschlossene Quelllinien einer zwar langsameren, aber durch die ganzen zweieinhalb Sommermonate (Ende Juni bis Anfang September) pausenlos andauernden Schutzzufuhr. Ihre Wirkung wird dadurch erhöht, daß der Bach die Stirn dieser Hangschuttdecken nicht nur einfach empfängt, sondern sie durch das unten geschilderte System leicht pendelnder Betteintiefung systematisch an sich reißt, und so — über den Bereich seiner Sohle seitlich hinauswirkend — die Schutzzufuhr gerade auf den untersten, flachen Hangfüßen dauernd, d. h. episodisch-ruckweise beschleunigt.

Zur Erzielung des Höchsteffektes an Erosion muß ein Fluß die an ihn gelieferte Schuttmenge eben noch — wenigstens episodisch — transportierend bewältigen können. Außer dem Verhältnis Schuttlast/Transportkraft

spielt die Art des Schuttes (im Fluß bald: Schotter) noch eine wesentliche Rolle. Ton-, Schluff- und Feinsandkorngrößen sind als Erosionswaffen praktisch bedeutungslos, das lehren die Tropenflüsse. Zuviel Riesenblöcke in einem Gebirgsbach wirken wie eine natürliche „Verbauung“: sie bilden Schwellen, die seine lebendige Kraft hemmen, indem sie den durchgehenden Lauf zu gefällsarmen Strecken zwischen Wasserfällchen zergliedern. So wird auch der Stauerbach dicht unterhalb der Rechbergenge von den Riesenblöcken aus den ihm von dort zuströmenden Basaltschutthalten etwas gebremst: man kann dicht unterhalb der Enge in jedem 10 m-Querstreifen über das (hier auf 20 m verengte) Bachbett gegen 20 solche Riesenblöcke zählen, also einen auf je 10 qm Schottersohle. Aber das ändert sich ganz rasch: schon nach 100 m ist ihre Zahl nur noch etwa halb so groß und nach 300 m ist schon der letzte dieser (an ihrer Basaltvarietät leicht herkunftsmäßig festzustellenden) Riesenblöcke aus dem Bachbett verschwunden, d. h. in das normale Schotterkorn des Bach-Mittellaufes von Kopf- bis Eigröße eingegangen³³⁾. Hierin liegt ein höchst wichtiger Effekt für die Erhaltung der erosiven Leistungsfähigkeit eines solchen Baches. Er verdankt ihn der Tatsache seiner bei Frost rasch einsetzenden Niederwasserstände. Dann ist — besonders wenn im Frühwinter noch eine dicke Schneedecke fehlt — das ganze Bachbett dem Frost rückhaltlos preisgegeben. In jedem Schotterzwischenraum, in jeder Gesteinsfuge setzt das gefrierende Wasser seine Sprengwirkung an — mit viel größerer Wirkung als innerhalb einer Solifluktiions- oder Kryoturba-tionsdecke, weil die Blöcke im offenen Bachbett ja ein viel häufigerer Frostwechsel trifft. Da der Frost aber gleichzeitig das Hochwasserregime diktiert, so arbeitet er von zwei Seiten aus daran, einmal in den Fluß gelangte grobe Blöcke rasch zu einem als Erosionswaffe brauchbaren Umfang zu zerkleinern³⁴⁾. Die weitere Zerkleinerung erfolgt dann durch den Doppelvorgang: Zerschlagung/Abschleifung bei der Wälzbewegung wie in anderen Flüssen.

Ähnliches vollzieht sich bei der Schutzzufuhr, die der Bach an den Rändern seiner Schottersohle laufend durch die Solifluktion erhält. Abb. 18, Profil I stelle den Mittelfall eines (geradlinigen) Abschnittes der Schottersohle dar, in welcher der Bach seine Haupttrinnen mehr in der Mitte der (gewölbten) Sohle halte, also weder am rechten noch am linken Rand die Solifluktion stärker lateral anodiere. Auf kurzen Strecken kommt dies immerhin vor. In diesem Fall wandern die Solifluktiionsdecken ein

³³⁾ Diese Korngröße scheint dem unter den dortigen Umständen für die größtmögliche Erosionsleistung nötigen Optimalmaß mindestens nahe zu kommen. Untersuchungen über die für maximale Erosionsleistungen nötige optimale Schottergröße bei verschiedenen Flußtypen fehlen uns noch: auch sie wären eine nötige und sehr dankenswerte künftige Aufgabe der Geophysik.

³⁴⁾ Der Prozeß ist mit umgekehrten Vorzeichen dem in den Tropen ähnlich. Dort raubt die rasche chemische Zersetzung den Flüssen erosionsgeeigneten Schutt, den diese etwa an Stromschnellen empfangen haben, durch Verwandlung in das allgemeine Feinsand-Tongemisch schon nach wenigen Zehnern von Metern. Hier wird umgekehrt erosionshemmender Grobschutt durch Klimawirkungen rasch in erosionsgeeignete Größen zerkleinert.

wenig über den Rand der Schottersohle in das Bachbett hinein vor. Durch ihr dichtes Pflanzenkleid und eine kleine 2—3 dm hohe Stirnstufe heben sie sich deutlich von der vegetationslosen Schottersohle ab. Der Ausschnitt Abb. 18, V zeigt eine solche Stelle im vergrößerten Maßstab. Die Solifluktionsdecke bringt vom höheren Hang vornehmlich größere und kleinere scharfkantige Basalttrümmer heran, die im nackten Inneren der Frostmuster-Ringe und Streifen sichtbar werden. Wo jedoch die Decke bereits den Rand der Schottersohle überwandert hat, treten im Inneren dieser Ringe außerdem gerundete Schotter aus Basalt und Plattensandstein auf, der durch Auffrieren heraufgelangt. Man kann danach Überwanderungsbeträge von bis zu 2 m feststellen. Es sind Minimalbeträge, die in kurzen Zeiträumen (maximal wenigen Jahrzehnten) erreicht werden. Vom Rand der Solifluktionsdecke nimmt der Bach das Feinmaterial und die kleineren Geschiebe rasch mit. Große Blöcke werden dadurch ausgespült und reichern sich an dieser „Solifluktionsstirn“ oft zu einem förmlichen Pflasterstreifen senkrecht stehender Platten und Blöcke an. Sie schützen die dahinterliegende Solifluktionskante vor weiterer Annagung und verharren hier solange, bis die Niedrigwasser-Frostsprengung auch sie soweit zerkleinert hat, daß der Bach sie mitnehmen kann.

Bei der starken Erosionskraft des Baches sind indes solche Stellen nicht stabil. Die Profile Abb. 18, I—III stellen die mutmaßliche Entwicklung dieser Verhältnisse während der Tieferlegung der Bachsohle dar³⁵).

Bei jeder solchen Tieferlegungsphase bleiben irgendwo auch Teile der älteren, nun verlassenen Schottersohlen als niedrige Terrassenreste stehen (Abb. 18, II links), unter Umständen auch zwei oder allenfalls drei dicht neben- und übereinander. Ihre Höhenunterschiede betragen freilich stets weniger als 1 m. Sie sind außer an solchen kleinen Erosionskanten auch an der Aufschüttungsrichtung, der Frische der Schotter (gegenüber der Frostsprengung!), der Eroberung durch Moos- und Flechtenpolster und vor allem die Bildung von kleinen Kryo-Vulkanen, Ansätzen der Kryoturbation zu unterscheiden. In dem in Abb. 18, IV dargestellten Teil des Stauerbachrandes sind zwischen dem augenblicklich aktiven Bachbett (D, links) und einem etwas älteren Lateralerosionsrand des Soli-

³⁵) Diese zeitlich nacheinanderliegenden Phasen sind längs des Stauerbaches auch im räumlichen Nebeneinander verwirklicht, denn mit der Tiefennagung wandern auch hier die wechselnden Prall- und Gleitstellen talab. Die Verhältnisse wurden längs des ganzen Stauerbaches genau kartiert, jeder Zug der Profilfolge 18, I — III entspricht also einem wirklich beobachteten Fall.

Nach einem großen Frühjahrschhochwasser hat der Bach sein Bett unter gleichzeitiger Tieferschaltung etwas nach rechts verlegt und unterschneidet nun den dortigen Solifluktionshang mit einem 1—3 m hohen Steilrand (Abb. 18, II). Dieser hält sich aber nicht lange: sofort bilden sich längs der Strukturstreifen kleine Erosionskerben aus, die ihn zerschneiden und auf die vorgelagerte neue Bachsohle kleine Schwemmkegel aufbauen (punktiierte Linie im Ausschnitt IV). Außerdem beschleunigt diese Überschneidung die Solifluktion, so daß auch der übrige Rest der Steilstufe zwischen diesen Kerben und Schwemmkegeln bald ausgeglichen ist, wenn der Bach seine Stoßrichtung wieder auf die andere Seite verlegt. Dort wiederholt sich dasselbe Spiel und der Bach ist im Profil III wieder bei einer „Mittellage“, jedoch in etwas tieferem Niveau angelangt.

fluktionshanges (rechts) zwei solche Terrassen ausgebildet: die ältere A (unten) ist etwas höher und schon mit ersten Ansätzen der Kryoturbation (Kryo-Vulkanen) besetzt, die jüngere B (oben) etwas niedriger, formfrischer und noch ohne solche Frostaufbrüche. An dieser Stelle zerschneidet eben eine der erwähnten Erosionskerben den Steilrand und schüttet ihren feinkörnigen Schwemmkegel gerade über die Nahtlinie der beiden Terrassenkörper (gestrichelte Linie) auf. Der Fächer ist ganz gleichmäßig geformt und sicher durch einen einheitlichen Aufschüttungsvorgang entstanden. Aber seine Oberfläche sieht verschieden aus: soweit er die jüngere Terrasse B bedeckt, ist er frei von jeder Kryoturbationsspur, über der älteren Terrasse A beginnen solche jedoch in kleinen Rosetten „emporzublühen“, am stärksten am Außenrand des Fächers, wo die Auflage am dünnsten ist. Wie schon oben (S. 56, 66 und 75) zeigt sich so auch hier, daß solche Frostmuster von unten durch eine jüngere Decke „durchschlagen“, sich „vererben“ können. Durch diese Natur-Versuchsanordnung wird dreierlei bewiesen:

1. in einem oberflächlich entstehenden Frostmuster kann die räumliche Verteilung der Feinerdekerne dadurch festgelegt werden, daß im Unterboden durch einen (heute verdeckten) fossilen Kryoturbationsvorgang bereits eine Konzentration der Feinerde an bestimmten Punkten stattgefunden hatte.

2. Eine solche alte Sortierung im Unterboden beschleunigt die Bildung von Kryoturbationsformen an der Oberfläche,

3. der Einfluß von Dehydratationsrissen im Oberboden fehlt hier sicher ganz oder tritt mindestens bis zu einer völlig bedeutungslosen Nebenwirkung zurück. Das unter 2. genannte Ergebnis ist dabei für die Erklärung des Oberflächenbildes der „Zufuhr-Solifluktion“ besonders wichtig.

Gegenüber ähnlichen Beobachtungen auf den Altflächen handelt es sich hier freilich um ganz junge Formen. Man wird — geschätzt vor allem nach dem Zerstörungsgrad des höheren Erosionsrandes — der Terrasse A größenordnungsmäßig ein Alter von mehreren Jahrzehnten, der Terrasse B eines von etwa ein bis zwei Jahrzehnten, dem Schwemmkegel C das von einigen Jahren zuordnen können. Veränderungen an dieser Stelle bis zum Sommer 1960 bieten vielleicht nähere Anhaltspunkte.

Das wichtigste Kennzeichen dieser ganzen Flußtätigkeit liegt aber darin, daß höhere Terrassen als die des Typus A (d. h. wenige Meter über der aktiven Bachsohle, mit einem Alter von \pm einigen Jahrzehnten) hier überhaupt fehlen. Sowie ein alter Sohlenrest als „Terrasse“ der aktiven Bachtätigkeit entzogen wird, verwandelt ihn bald die Solifluktion, verleibt seine Schotter durch „Aufrieren“ ihrem Körper ein und befördert sie unaufhaltsam weiter in das neue tiefere Schotterbett. Terrassen als Formelemente sind daher stets nur in wenigen Metern Höhe über dem heutigen Schotterbett anzutreffen, darüber steigen überall die gleichförmig-konkaven Solifluktionshänge ohne jedes morphologische Überbleibsel eines „Erosionshaltes“ zu den höheren Talflanken empor. Etwas höher reichen gelegentlich (aber nur an wenigen bevorzugten Stellen) die geologischen Spuren alter Aufschüttungsphasen in Gestalt einzelner, in der Solifluktionsdecke noch erhaltener Gerölle an den Hängen empor.

Es ist dort der Fall, wo ein größerer Knick im Tallauf einen Gleithang seit Jahrtausenden an derselben Stelle festhielt. An der geeignetsten solchen Vorzugsstelle im Staufertal fand ich die obersten Bachgerölle (ortsfremd, abgerollt) gerade 22 m über der Talsohle, aber ohne jede Spur einer Geländekante an dieser Stelle. Damit erwiesen sich die weiten flachen Muldentäler der Frostschuttzone SO-Spitzbergens ebenso terrassenlos wie die steilen Kastentäler im gebirgigen Westen der Hauptinsel, d. h. dieser sehr typische morphologische Zug zeichnet sämtliche bisher bekannten Relieftypen der Frostschuttzone aus.

Es geschieht dies hier freilich auf Grund eines etwas abweichenden Mechanismus im Zusammenspiel zwischen Flußerosion und Hangdenudation (d. h. hier eben: Hang-Solifluktion). Wir können ihn nach dem Vorgesagten schon im Umriß überblicken. Erhält in einem solchen Tal aus irgendwelchen Gründen zeitweilig die Linienerosion über die Hangdenudation das Übergewicht, so wird der Fluß sein Bett (auf etwas schmalere Sohle) stärker eintiefen. Dadurch entstehen gegen die Solifluktionshänge hin etwas höhere Unterschneidungsränder. Sie streben nach rascherem Ausgleich und führen während dieses Prozesses sowie nachher auf dem nun entstehenden, etwas versteilten Ausgleichshang zu einer Beschleunigung der Solifluktionvorgänge. Dadurch wird wieder mehr Schutt in das Flußbett befördert, dessen Neigung zu vorauseilender Tiefenerosion ausgeglichen. Nimmt umgekehrt einmal zeitweilig die Hangsolifluktion an Leistungskraft zu, so wird mehr Schutt ins Bachbett geliefert und dieses so über die randlichen Solifluktionstirnen aufgehöhht. Die Unterschneidung und „Erneuerung der Exposition“ an den Stirnen fällt weg, die Solifluktion verlangsamt sich automatisch, der Schuttzudrang in das Flußbett wird geringer und dieser kann bei verminderter Last wieder in die Tiefe erodieren. Hangsolifluktion und Flußerosion sind so auch hier ganz aufeinander eingespielt und bedingen sich gegenseitig. Die Tieferlegung der Talform beschränkt sich daher nicht allein auf diejenige der — hier ja vergleichsweise schmalen — Schottersohle, sondern nimmt die beiderseitigen flachkonkaven Hangfüße im gleichen Rhythmus mit, während die höheren Talhänge seitlich zurückweichen³⁶⁾. So wird das Endergebnis in der Tat dem der steilen Kastentäler West-Spitzbergens ähnlich: auch in diesen Solifluktion-Muldentälern werden bei ziemlich raschem Eintiefen der Gesamttalform Flußterrassen an den Hängen ganz, ferner dort vorhandene Strukturabsätze sowie Stufen im Längsprofil sehr weitgehend ausgeglichen.

Vergleichstäler im pleistozänen Mitteleuropa müssen sich ganz ähnlich verhalten haben, einem sehr verwandten Mechanismus unterworfen gewesen sein, denn auch hier finden wir ja für jede Kaltzeit stets

³⁶⁾ Sehr wesentlich wird diese rasche Tieferlegung dadurch gefördert, daß durch den Dauer- und Winterfrost (sowie durch den Frostwechsel in den Zwischenjahreszeiten, vor allem im Bachbett selbst) jedes Gestein durch Frostsprengung tief zerrüttet und so der Arbeit der Abtragungsvorgänge wie in keinem anderen Außertropen-Klima (auch nicht an Inlandeissohlen!) vorgearbeitet, diese sehr wirksam erleichtert wird.

nur eine aktive Talsohle, d. h. im fossilen Rest eine Terrasse ausgebildet, und dies in den rein vom Klimawandel bestimmten, nichtglazigenen Tälern stets noch viel deutlicher als in glazigenen!

VI. Das Schicksal des eiszeitlichen Glazialreliefs im Hauptland der Inseln und auf den Vorländern

Mit dem geschilderten Zusammenspiel aller formenden Vorgänge steht die Frostschuttzone sowohl nach der Menge des weggeschafften Materials wie auch nach der raschen Ausprägung eines entsprechenden Formenstils an der Spitze aller irdischen Klimabereiche. Dies wird am schlagendsten dadurch bewiesen, daß im Großteil Spitzbergens in der kurzen, maximal 9 000-jährigen Nacheiszeit die einstige Glaziallandschaft schon nahezu vollständig beseitigt und durch ein eigengeprägtes Relief ersetzt werden konnte. Es erwies sich dabei, daß diese schon früher für West-Spitzbergen belegte Tatsache auch im Südostland gültig ist. Im Inneren des Stauferlandes wie an den oberen Steilhängen der zur Küste abfallenden Außenflanken sind alle glazialen Kleinformen wie Gletscherschliffe, Rundhöcker oder Kare längst vernichtet: alle Talformen sind bis in die letzten Verzweigungen „fluvital“ umgestaltet und vor allem: es ist nirgends mehr auch nur die leiseste Andeutung geschlossener Hohlformen oder eines Seebeckens erhalten. Der einzige Zug, in dem im Großbau des Formenschatzes wenigstens noch ein undeutliches glazigenes Relief erbe durchschimmert, ist der ziemlich geradlinige Lauf der großen Täler (Jachenau, Stauferbach). Alle entsprechenden Stufen im Längsprofil sind jedoch auch hier längst ausgeglichen³⁷⁾. Charakteristischerweise fanden wir auch in über 40 m Höhe nicht ein einziges ortsfremdes Erratikum mehr.

Nähern wir uns jedoch dem Unterlauf des Staufertales am Außenabfall der Insel zum Talavera-Vorland, so taucht, beim Hinabsteigen rasch deutlicher werdend, ein solcher Reliefzug nach dem anderen auf. Der Bach selbst überwindet den Abstieg in drei Wasserfällen, denen sich im Vorland selbst noch vier weitere Stromschnellen anschließen. Der Fels- (Basalt-) Sockel des niedrigen Vorlandes selbst bildet schließlich, lückenlos besetzt mit Gletscherschliffen, Rundhöckern und dazwischen unzähligen geschlossenen Hohlformen, kleinen und großen Seen, sowie einer Moränen-Blockstreu mit ortsfremden Geschieben (vor allem roten und weißen Graniten), das Musterbild einer jungen Glaziallandschaft.

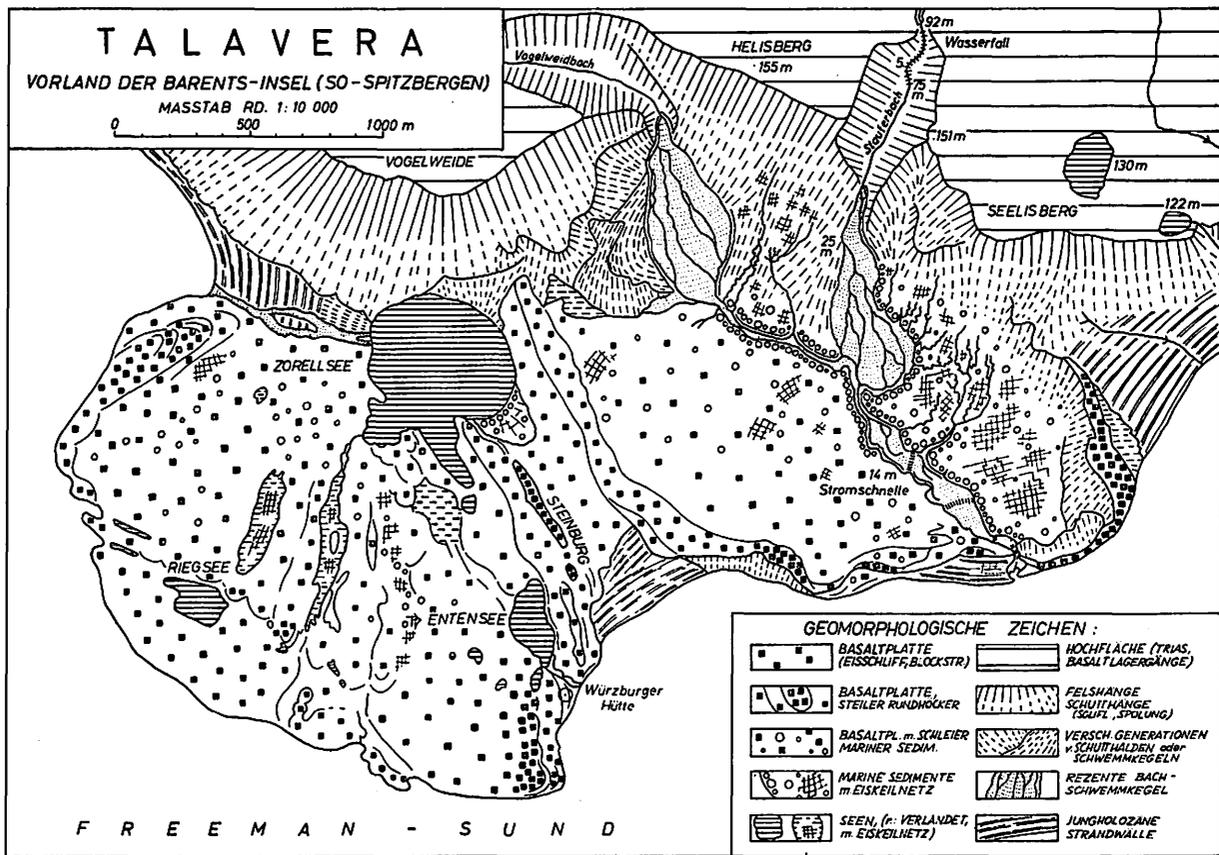
³⁷⁾ Wieweit die (schmalgekerbten) Stufen einiger Seitentäler strukturbedingt, durch die bremsende Wirkung perennierender Schneefelder mitbestimmt oder — neben diesen beiden aktuellen Ursachen — doch noch versteckt glazial vererbt sind, bedarf noch der Aufklärung. Im Blick auf das Gesamtrelief des Stauferlandes sind seine Glazialrelikte aber noch stärker überformt als wir es ehemals nach der Literatur, nach Luftaufnahmen und eigenen Beobachtungen annahmen. Denn es zeigte sich, daß die „weichgeformten Rücken und Kuppen“ des Stauferlandes, die wir damals wenigstens noch der Großform nach durch das Eis mitgeformt wähten (Büdel, 1948, S. 45), in Wahrheit alle erst durch die randliche Zerlappung verschiedener Altflächenniveaus mit Hilfe von Solifluktion, Flächen- und Runsenspülung, von Hangzerschneidung und Talhang-Rückverlegung, kurz durch Frostschutt-Prozesse entstanden sind.

Die Ursache hierfür ist, wie schon früh in West-Spitzbergen erkannt wurde (ORVIN, 1934, u. a.), daß auch dieses Vorland durch isostatische Bewegungen erst in junger postglazialer Zeit über den Meeresspiegel emporgehoben und damit den zerstörenden und umformenden Kräften eines Frostschuttklimas mit Dauerfrostboden ausgesetzt wurde. Auf den tiefsten, erst jüngst emporgetauchten Teilen sind natürlich die glazialen Reliefzüge jeweils immer besser erhalten und am besten da, wo sie bisher von spätglazialen marinen Sedimenten schützend überdeckt und erst vor unseren Augen (so durch junge Lateralerosion des Stauferbaches im Ostteil des Talavera-Vorlandes) davon entblößt wurden.

Die höchsten solchen Spuren fanden wir auf der basaltischen Strukturterrasse direkt nördlich über dem Talavera-Vorland in 140 m Höhe: dort beginnt der oberste Wasserfall des Stauferbaches und unmittelbar daneben liegen an der Kante dieser Geländestufe die höchsten Seen in diesem Teil der Insel (auf dem „Seelisberg“) in 130 bzw. 122 m Höhe. Nehmen wir danach an, daß das Eiland während der Würmeiszeit mindestens bis zur heutigen 150 m-Isolinie untergetaucht war und daß die Hebung alsbald nach dem Eisrückzug bzw. mit dem (von FEYLLING-HANSEN, 1955, auf rd. 9000 v. Chr. angenommenen) Anbruch der Postglazialzeit begann und seitdem gleichmäßig verlaufen sei, so ergibt dies als ersten Annäherungswert eine Hebung von 150 m in 9000 Jahren oder von fast 2 m (1,70 m) im Jahrhundert., d. h. fast 2 cm im Jahr! Das ist ein sehr hoher Betrag, der an die höchsten bei der postglazialen Hebung Skandinaviens gemessenen heranreicht. Trifft er zu, so hätten die Wikinger, die möglicherweise um 900 Spitzbergen erstmals erreicht haben, noch an der Stelle Anker werfen können, wo heute unsere kleine Hütte steht. Wir fanden Muscheln aus spätglazialen Meeressedimenten noch in 38 m (Abb. 29), die Knochen gestrandeter Wale in bis 30 m Seehöhe und 500 m Küstenabstand. Da letztere in diesem Klima wohl kaum Jahrtausende überdauern konnten (die genaue Altersbestimmung nach C^{14} steht noch aus), wird dadurch auf jeden Fall eine kräftige junge Landhebung noch in jüngster Zeit erwiesen. Das gleiche geht aus den an vier Stellen des Vorlandes rasch hintereinander ansteigenden Strandwallfeldern hervor, mit denen die jüngste Strandversetzung (Gezeitenströme, s. o.!) seichte Buchten im Zusammenwirken mit der Landhebung noch rascher schloß als die letzte allein es vermocht hätte. Alle diese Strände sind bis hoch hinauf voll von Stämmen sibirischen Nadel- (Lärchen?) Holzes. Es half uns beim Bau eines kleinen Schuppens; die norwegische Mannschaft sammelte es für ihren winterlichen Hausbrand im holzarmen Tromsø.

VII. Die eiszeitlichen Gletscherspuren auf dem Talavera-Vorland

Bei der Verfolgung dieser Spuren erwiesen sich die wohlerhaltenen Gletscherschrammen auf dem felsigen Basaltgrund des Vorlandes am aufschlußreichsten. Es scheint mit ihrer Hilfe (insbesondere nach der 1960 geplanten systematischen Weiterverfolgung) zu gelingen, in der bisher noch ganz ungeklärten Eiszeitgeschichte des Svalbard-Archipels ein Stückchen weiterzukommen.



INHALT: BÜDEL / NETZ BÜDEL u. PREUSS / ZEICHNUNG WIRTHMANN

Abb. 21
 Morphologische Skizze des Talavera-Vorlandes an der SW-Kante der Barents-Insel.
 Fig. 21
 Morphological sketch of the Talavera foreland on the southwestern corner of the Barents Isle.

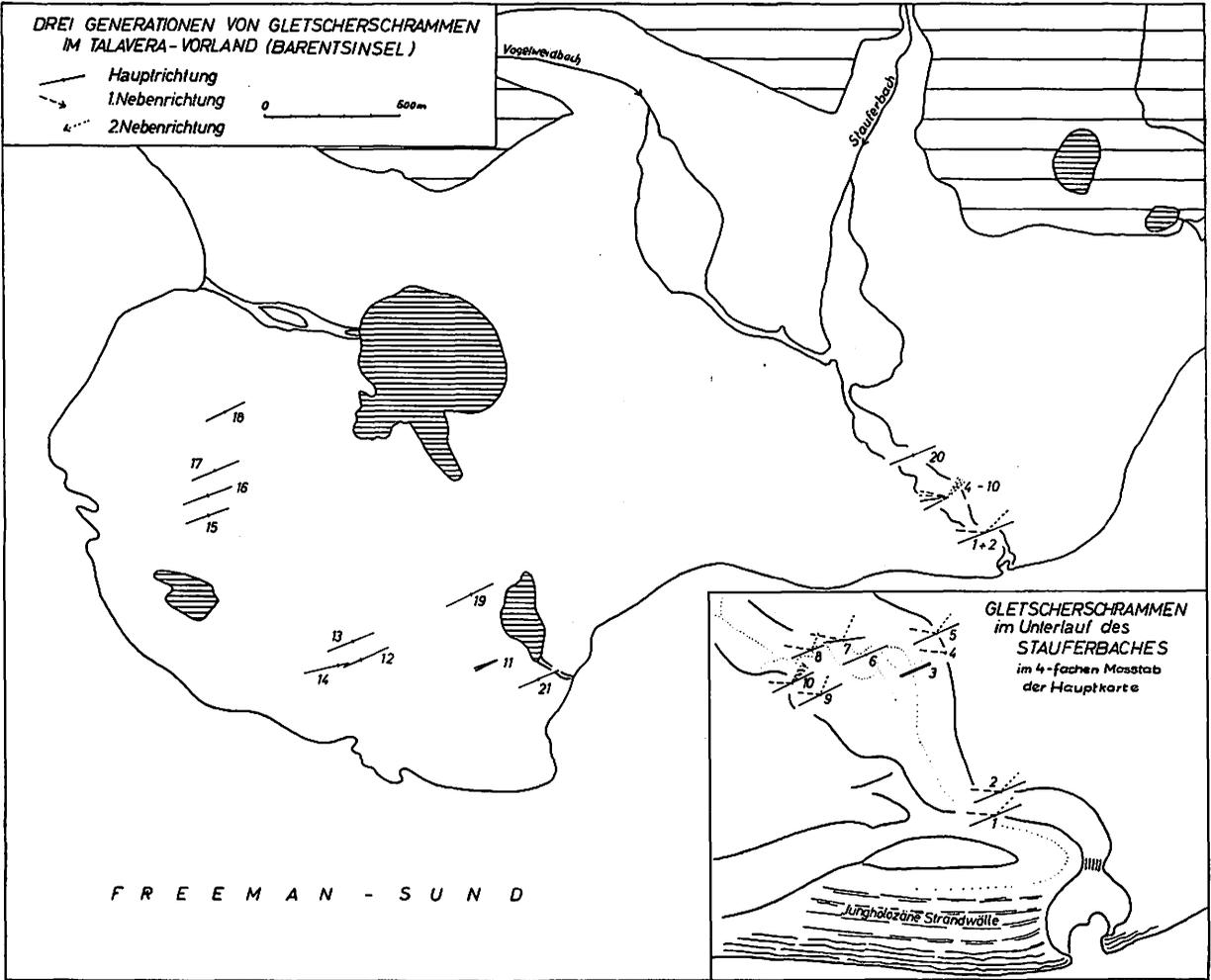


Abb. 22
 Drei Generationen von Gletscherschrammen im Talavera-Vorland (Barents-
 Insel).
Fig. 22
 Three generations of glacial striae in the Talavera foreland (Barents Isle).

Wie die Karte Abb. 21 und das W-O-Profil Abb. 29 (Seite 96) zeigen, sind hier verschiedene Basalt-Lagerdecken und -gänge, die wohl einst in die Fugen eines bereits saxontyp gestörten Triaskomplexes eingedrungen waren, durch nachträgliche Abtragung — nicht zuletzt eiszeitlich-glaziale — der hangenden Triasserie entkleidet worden und bilden nun ein recht unebenes Rundhöckerrelief, das mit den beiden steilsten Basaltmauern am Ostrand und im Zentrum des Vorlandes („Steinburg“) 38 m bzw. 50 m Seehöhe erreicht. Außer diesen besonders schroffen Kämmen, die annähernd symmetrisch gebaut sind, zeigt die Ost- wie die Westhälfte des Vorlandes jeweils einen sanften Anstieg von O, einen steilen Abfall nach W. Auch bei den kleineren Rundhöckern ist diese Asymmetrie am häufigsten, wengleich die umgekehrte keineswegs fehlt.

Die Bearbeitung durch eiszeitliche Gletschersohlen erfolgte, als das Land mindestens 150 m tiefer lag als heute. Der geschilderte Komplex von Basaltlagergängen sinkt heute leicht nach SW zu ab, wo seine höchsten Aufragungen in Gestalt der Andersson- und Thomas-Smith-Inseln sowie der umgebenden submarinen Klippen eben aus dem Meer auftauchen. Dem Inneren des Freemansundes folgt offenbar eine tiefer ausgestaltete Trogrinne. Nach dem Abschmelzen der letzten Gletscherbedeckung wurden auf der untergetauchten Vorlandfläche zunächst marine Sedimente abgelagert, die dann mitgehoben wurden und heute überall in kleinen Resten, im Ostteil des Vorlandes aber in zusammenhängender Decke erhalten sind, vom Stauerbach jung zerschnitten und seitlich anerodiert. In seinem Felsbett sind — eben erst von schützender Hülle entblößt — mit anderen Glazialspuren die auch sonst überall verbreiteten Gletscherschrammen (Karte Abb. 22) am besten erhalten (Nebenkarte Abb. 22), die die folgende Analyse gestatteten.

Fast auf allen basaltischen Felsflächen des Stauerlandes ist ein sehr ausgeprägtes Hauptsystem von Gletscherschrammen zu beobachten, das in WSW-ONO-Richtung verläuft (Kompaßzahlen 243—262, Zentralwert 248, vgl. Abb. 22 mit Nebenkarte). Es ist durch eine Reihe von Zügen von den beiden anderen, dort als 1. und 2. Nebenrichtung bezeichneten Striemensystemen nicht nur klar abgegrenzt, sondern auch deutlich als die auf eine lange Hochglazialzeit zurückgehende Hauptrichtung hervorgehoben. Die feinen Striemen (Schrammen) dieses Systems sind zart (1—2 mm breit) und sehr gleichmäßig-parallel. Sie werden noch dadurch bekräftigt, daß sie von zwei anderen Rillensystemen höherer Ordnung begleitet sind: einmal einem etwa finger- bis daumenballen-breiten (2—5 cm), das seinerseits einem noch größeren, hand- bis ellenbreiten (10—30 cm) Hauptrillensystem eingeordnet ist. Beide Systeme sind glatt, unter frischer Bedeckung oft fast politurglatt ausgeschliffen und ihrerseits noch mit den feinen Parallelschrammen überzogen. Die Aufgliederung der breiteren in die schmaleren Rillen gibt Abb. 26 (Profil rechts unten), das Bild der Hauptrillen in ihrem geraden, in der Längsrichtung aber schon zu Miniatur-Rundbuckeln zerwellten Lauf Abb. 23 wider.

Die erste Nebenrichtung bildet ein weiteres System von Glazialschrammen, das mit anderer Richtung ersichtlich jünger als das Hauptsystem ist. Seine Richtung ist WzN—OzS (Kompaßzahlen 275—280,



Abb. 23

Glazial bearbeiteter Basaltsockel des Talavera-Vorlandes (Ostteil, Blick nach SW). Große Rillen, kleine Rillen und Gletscherschrammen der „Haupttrichtung“ im Trockenbett des Stauerbaches, erst kürzlich von mariner Sedimentdecke entblößt. Man sieht deutlich die einheitlich nach WzS strebende Schleifrichtung des hochglazialen Inlandeises. Hinten dünner Moränenschleier, sich allmählich in Frostschuttpflaster verwandelnd.

Fig. 23

Glacially sculptured basalt of the Talavera foreland (eastern part looking SW). Large and small grooves and striae of the „main-direction“ of ice movement in the dry bed of the Stauer Brook; the marine sedimentary cover was recently eroded. The uniformly southwestward direction of glacial scouring produced by the Würmian high-glacial inland-ice is clearly seen. In the background thin morainic cover, gradually changing into a boulder pavement.

Zentralwert 275/76). Es zeigt deutliche Parallelität, wie das Hauptsystem, aber die Striemen sind oft viel größer, offenbar von weit härterem und größerem Material ausgeritzt, bis zu 6—8, ja 12 mm breit, dabei 2—2,5 mm tief und treten so für das unbewaffnete Auge nicht nur als Politurschrammen sondern durch den zackigen Ausbruch größerer Gesteinskomponenten als rauhe Kerben zutage. Ganz aber fehlt ihnen die Begleitung durch Rillen höherer Größenordnung und ebenso ließ das Eis, das sie erzeugte, die vorgezeichneten Rillen des Hauptsystems ziemlich unberührt. So findet man die groben Striemen der ersten Nebenrichtung immer nur auf der nördlichen Luvseite der Großrillen des Hauptsystems (s. Abb. 26). Daraus ergibt sich zweierlei ganz klar: 1. dieses erste Nebensystem ist jünger als die Haupttrichtung und es wurde 2. sicher von Nz.W her, nicht von Oz.S her eingeritzt, denn sonst müßten seine Schrammen ja die andere Seite der Hauptrillen als Luvseite gezeichnet haben.

Die Striemen der zweiten Nebenrichtung, NO-SW-laufend (Kompaßzahlen 202—225; Zentralwert 206) sind wieder feiner, ähnlich wie die der Haupttrichtung, aber lange nicht so parallel: sie divergieren viel stärker



Abb. 24

Im Würm-Hochglazial eisgeschliffener Felssockel im westlichen Talavera-Vorland, Blick nach S. Die Schlifffläche ist schon rd. ein Jahrtausend dem Frostschuttklima ausgesetzt und entsprechend angewittert, vor allem sind einzelne Basaltblöcke durch Frosthub scharf aus der Schlifffläche herausgehoben. Hintergrund: Expeditionsschiff „Norsel“ vor Anker, dahinter Runsenspülung und Hangzerschneidung beim Anstieg zu den Altflächen der Edge-Insel.

Fig. 24

Basalt of the western Talavera foreland eroded by the ice of the Würmian high-glacial stage. The polished rock surface has been exposed to frost-weathering for about a thousand years already; several basaltic blocks project out of the original surface due to intensive frost heaving. In the background (looking south): The expedition's ship „Norsel“, behind her rill-wash and dissection of the escarpment of the plateaus of the Edge Isle.

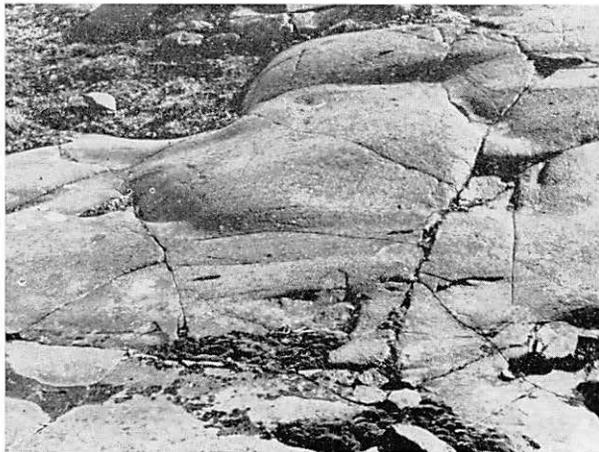


Abb. 25

Einzelheit aus Abb. 24: Fels-Rundhöcker in Basalt mit den nach Wz.S ziehenden Schliffrrillen und Gletscherschrammen der Haupttrichtung. Rechts oberhalb

der Bildmitte ein alter, von jüngeren Vereisungsdecken überschliffrer Muschelausbruch. In der Felsschliffsohle zahlreiche junge Frostspalten.

Fig. 25

Detail from fig. 24: Basaltic roche moutonnée with grooves and striae of the main direction of ice movement running southwestward. Right above the centre old conch-shaped scoring polished by younger glaciations. Numerous frost cracks in the polished rock.

als die beiden anderen Richtungen und zwar häufig auf ein und derselben Platte, schon mit bloßem Auge erkennbar, nach SW hin. Sie dürften von einem weniger mächtigen Eisstrom stammen, in dessen Sohle kein sehr hartes Material eingefroren war, und das sich von NO nach SW bewegte. Das letztere wird dadurch bestätigt, daß diese zweite Nebenrichtung zu den großen Rillen der Hauptrichtung dasselbe Verhältnis wie die erste zeigt, d. h. sie ließ diese als Gesamtform unzerstört und hat ebenfalls nur deren Nord-Hänge als Luvseiten geschrammt. Dieses dünnere Eis muß also von NO gekommen sein. Die kleinen Schrammen stehen so auf den Striemen der ersten Nebenrichtung annähernd senkrecht. Beide Nebenrichtungen ihrerseits treffen die Hauptrichtung ungefähr in 45°-Winkeln und sind beide sicher jünger als diese. Der in Abb. 26 wiedergegebene Schliffstein (Kopf einer großen Basaltsäule im Unterlauf des Stauferbaches) zeigt alle drei Schrammenarten so, daß bei dem kleinen weißen Papierpfeil (rechts von seiner Mitte) geradezu ein Rautenmuster aus dem beiden Nebenrichtungen entsteht, unterlagert von den feinen, streng parallelen Schrammen der Hauptrichtung, denen sowohl der weiße Pfeil wie auch das größere Rillenrelief des Steines folgt.

Ähnlich sicher war auch das Altersverhältnis der beiden Nebenrichtungen bestimmbar. Von zahlreichen genau mit der Lupe untersuchten Kreuzungspunkten erwies sich in einer leichten Mehrheit der Fälle die zweite Nebenrichtung als die jüngere, in den restlichen Fällen war eine Entscheidung darüber, welche Striemung die jüngere sei, nicht feststellbar, aber in keinem erwies sich etwa die erste Nebenrichtung als die eindeutig jüngere. Auch das stärkere Divergieren (d. h. wohl die geringere Eismächtigkeit) und die Tatsache, daß das Herkunftsgebiet dieses Eises nur noch ein Lokalzentrüm im Inneren der Barents-Insel gewesen sein dürfte, bestimmten uns, diese zweite Nebenrichtung vorerst als das jüngste der drei Schlifffsysteme zu betrachten.

Damit war das gegenseitige Altersverhältnis aller drei und die Herkunftsrichtung für die Eisströme beider Nebenrichtungen festgelegt, dazu die Tatsache, daß die erste Nebenrichtung aus einem Gebiet mit (gegenüber Säulenbasalt) weithin härterem Gestein, die Hauptrichtung und die zweite Nebenrichtung dagegen aus einem Gebiet kamen, dessen Gesteine nur mit wenigen, feinkörnigen Materialteilen den Basalt an Härte übertreffen.

Nicht so eindeutig war dagegen aus dem begrenzten Beobachtungsgebiet des Talavera-Vorlandes die weitere Frage zu entscheiden, aus welcher Richtung auf seiner eindrucksvollen, man könnte sagen: mehrgeleisigen Parallelschliffbahn das Eis der ersten Hauptrichtung gekommen sei: aus WSW oder aus ONO? Anfangs waren mir darüber überhaupt

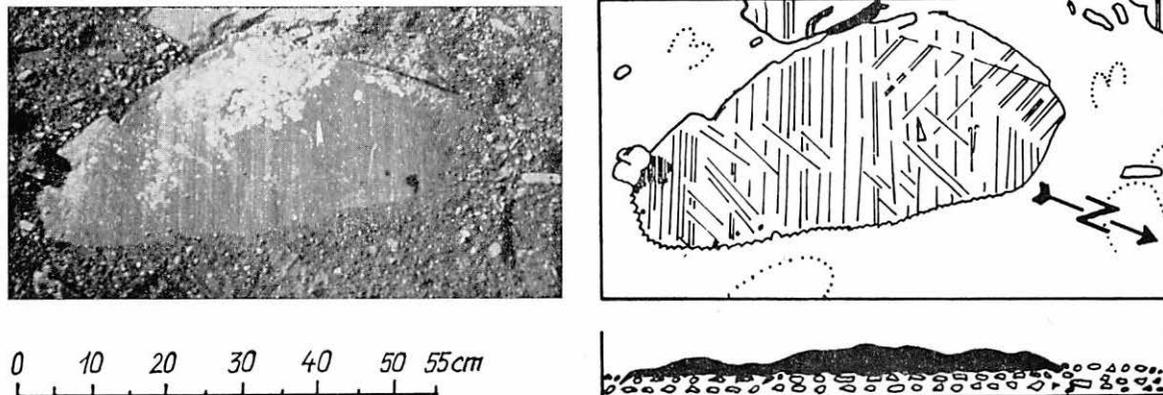


Abb. 26

Eisgeschliffener Block (Querschnitt einer Basaltsäule) im Talavera-Vorland. Man erkennt die drei Generationen von Gletscherschrammen. Rechts unten Querprofil, die Groß- und Kleinrillen der Hauptrichtung zeigend.

Fig. 26

Glacially polished block in the Talavera foreland. Three generations of glacial striae are clearly visible. Bottom right: cross section showing the large and small grooves of the main direction.

keine Zweifel gekommen: man urteilt ja immer zuerst nach den Verhältnissen der Gegenwart, und danach schien es klar, daß nur das heute so stark vergletscherte, hohe W-Spitzbergen das Herkunftsland auch des hochglazialen Inlandeises des Archipels gewesen sein könne, das die Barents-Insel mit überformt habe. Eine Bestätigung schienen zahlreiche frische Muschelausbrüche von etwa Doppelhandgröße zu bieten, deren Konvexität eine allörmig westliche Herkunftsrichtung des ausbrechenden Eises erkennen ließ.

Wir sahen dabei zuerst, daß diese frischen, scharfkantigen Ausbrüche bei der hierbei ja nur ganz allgemein, aber nicht genau festlegbaren Stoßrichtung mindestens ebenso gut wenn nicht besser der ersten Nebenrichtung mit ihrer groben Erosionswirkung und ebenfalls westlicher Generalrichtung entsprechen könnten. Freilich erst spät — so daß eine weitere Nachprüfung nicht mehr möglich war — entdeckten wir außerdem einzelne ältere Muschelausbrüche: sie waren überschiffen und meist etwas größer (40—50 cm Durchmesser) als die frischen, paßten also mit beiden Zügen besser zu der älteren, durch größere Spuren ausgezeichneten Hauptrichtung: aber sie schienen eine Eisstromrichtung aus Osten anzudeuten (Abb. 25, hart rechts oberhalb der Bildmitte). In die gleiche Richtung weist der Umstand, daß die Rundhöcker der Hauptrichtung doch etwas öfter die steile Leeseite nach Westen kehren, und endlich, daß das große Profil durch die Talavera (Abb. 29) ebenfalls zweimal flache Luvseiten nach Osten, steile Lee-Seiten nach Westen kehrt.

Endlich gab auch die ältere Literatur schon einige Hinweise auf die Möglichkeit, daß zur Hoch-Würmzeit (und dann womöglich auch in älteren Eiszeiten) das Vereisungssystem, das die Inseln des Svalbard-Archipels überflutete, nicht in West-Spitzbergen sondern auf den Barentssee-Schelfplateaus östlich und südöstlich davon zu suchen sei (DE GEER, 1900; NANSSEN, 1922; RAMSAY, 1930; zusammengefaßt und ergänzt von BLÜTHGEN, 1942) — etwa in Analogie dazu, daß ja auch der Scheitel einer Reihe weiterer großer Inlandeiskuchen des Pleistozän wie des Holozän gerade nicht über Gebirgen sondern über flachen kontinentalen Wannen lag. Das ist ja heute noch eklatant für den Gesamtbau des grönländischen Inlandeises (Abb. 1), es gilt weiter für mindestens einige Scheitelflächen der Antarktis und galt im Pleistozän Nordamerikas ganz ausgesprochen für das große zentrale Keewatin-Zentrum, dessen Scheitel über der Westküste der heutigen Hudson-Meer-Depression lag. Es ist demnach für die Lithosphären-Basis solcher Zentren wohl nötig, daß sie über der Meeresfläche, aber eben nicht, daß sie während der (wohl mehrere Jahrzehntausende umfassenden) Bildungsphase eines solchen Inlandeises sehr hoch — etwa bis zur Reliefumkehr — darüber emporgewölbt gewesen seien. Wichtiger war die Lage im atmosphärischen Zirkulationssystem; daß dort reiche Schneefälle ohne viele Abschmelzchancen gesichert waren. Das heißt im ganzen: nicht die Höhenlage des Gebietes an sich sondern die tiefe Lage der Schneegrenze bei zureichenden Niederschlägen waren das Entscheidende.

Die Überlegung jedoch, die mich bewog, wenigstens vorläufig eine solche Herkunft des hochglazialen Svalbard-Inlandeises von Osten her für

wahrscheinlicher zu halten, war folgende. Das Eis unserer Hauptrichtung muß nach allen seinen Zügen mächtig gewesen und dementsprechend sowohl zeitlich lange, wie auch auf seiner Unterlage räumlich weithin in derselben Richtung geströmt sein, denn es kümmert sich keineswegs um die lokale Morphologie und quert zum Beispiel den Inselabfall oberhalb der Talavera fast genau, ohne an der Parallelität seiner Striemen einzubüßen. Diese folgen in ihrer Richtung nur der großen Furche des Freeman-Sundes. Wäre dies Eis nun von W-Spitzbergen gekommen, so wiese diese Richtung keineswegs auf den hohen NW- oder Zentralteil der Hauptinsel sondern genau auf das noch besonders tief liegende Gebiet um den Bell-Sund im ohnehin schmalen S-Teil, bzw. die vorgelagerte Storfjordfurche (Tafel II, Abb. 27, 1a, dicker Pfeil). Wenn aber eine Inlandeisdecke schon von einem von Gebirgen durchsetzten Raum ausgeht, dann sicher nicht von dessen Senken sondern von dessen Hochgebieten.

Wenn dagegen das würm-hochglaziale Eiszentrum im Umkreis des Svalbard-Archipels ostwärts von Spitzbergen, etwa auf den Schelfplateaus des König-Karl-Landes (und dem ostwärts davon gelegenen, ebenfalls bis über —100 m aufragenden Zentralplateau zwischen der Franz-Viktoria- und der Barents-Rinne, vgl. AHLMANN, 1933) gelegen hat (Abb. 27, 1), so schwindet diese lokale Schwierigkeit und man hat nur die allgemeine Lage eines solchen Zentrums über einem alten Barentssee-Flachland zu erklären (wofür wir soeben zahlreiche Beispiele nannten). Eine solche Annahme macht auch eine Reihe weiterer Punkte jetzt besser erklärbar: 1. die Richtung der vielen, sicher vom hochglazialen Eis umgeformten Fjorde und Buchten Spitzbergens stimmt jetzt mehr mit der Eisstoßrichtung überein. 2. Einzelne andere Schrammenfunde auf dem Archipel des gleichen (BLÜTHGEN, 1923), 3. das ungehemmte Überfahren der Geländestufe oberhalb der Talavera ist absteigendem Eis leichter als aufsteigendem zuzutrauen.

Voraussetzung dieser Annahme ist natürlich, daß die Schelfplateaus im Gebiet um das König-Karl-Land bei Beginn der Würmeiszeit weithin über dem Meeresspiegel, also mindestens 150 m höher lagen als heute. Wir stellten oben am SW-Eck der Barents-Insel eine postglaziale Hebung von rd. 150 m fest, die aber hier (wie in W-Spitzbergen, vgl. FEYLING-HANSEN, 1955) noch heute voll im Gang ist, also die glazialisostatische Eindrückung der Unterkruste noch keineswegs ausgeglichen hat. Nehmen wir an, daß diese etwa doppelt so groß war, wie der seitherige postglaziale Wiederanstieg (150 m) so hätte die Talavera damals noch um 150 m höher gelegen als jetzt. Diese Werte stimmen gut mit denen von älteren Forschern im Mittel- und N-Teil W-Spitzbergens gefundenen überein (zusammengefaßt bei KNOTHE, 1931, S. 47 und FREBOLD, 1935, S. 147—150). Danach wäre auch dort eine präglaziale (prä-würmglaziale) Hochlage des Landes rd. 150 m über dem heutigen anzunehmen. Nach weiteren Angaben der genannten Autoren sowie nach WERENSKJOLD (1952) muß man aber sowohl im äußersten Süden der Hauptinsel wie auch vor allem ostwärts der Barents-Insel, im König-Karl-Land und auf Franz-Josef-Land eine wesentlich höhere Lage, nämlich etwa 200—300 m gegenüber der Gegen-

wart annehmen³⁸⁾. Das würde vollkommen ausreichen, um das Landfestwerden großer Schelfplateaus im Umkreis vom König-Karl-Land und damit die Basis für ein Vereisungszentrum in dieser Gegend zu schaffen. Sollte sich 1960 erweisen, daß die postglazialen Hebungsbeträge in der Tat nach Osten hin so deutlich ansteigen, so wäre dies ein sehr wichtiger Beweis dafür, daß dort das Land tatsächlich im Würm-Hochglazial stärker isostatisch eingedrückt worden sei, d. h. dort die Eislast am größten gewesen und damit die Lage des Vereisungszentrums anzunehmen sei. Ein zweiter wichtiger Beweis könnte durch die systematische Weiterverfolgung der Richtung des so gut gekennzeichneten „Hauptschrammensystems“ vor allem auf den Inseln südlich der Edge-Insel erbracht werden: hier müßte sich viel eher als im Freeman-Sund allein aus der Richtung dieser Schrammen ihre Herkunft aus West-Spitzbergen oder von den östlichen Schelfplateaus entscheiden lassen (vgl. Tafel II Abb. 27, 1 bzw. 1 a). Nach dem augenblicklichen Forschungsstand muß man vorerst dem Fall 1 eine etwas größere Wahrscheinlichkeit zuschreiben. Wie Abb. 27, 1 zeigt, läge hier dann eine Situation vor, die etwa der heutigen in W-Grönland oder der rißeiszeitlichen in den britischen Inseln entspräche: die von O herandrängende hochglaziale Hauptmasse des Inlandeises hätte die Lokalvereisungen W-Spitzbergens und des NO-Landes, die man ja für das vorausgehende Frühglazial annehmen muß, weitgehend überwältigt oder mindestens noch in die Gesamt-Abflußrichtung nach W eingebaut.

Die erste Nebenrichtung auf dem Talavera-Vorland setzt dagegen das völlig andere Bild einer — wenn auch noch weitreichenden — bloßen Lokalvereisung des Archipels voraus, und zwar vorerst noch mit dem deutlichen Überwiegen einiger großer Hauptzentren über die Nebenzentren (Tafel II Abb. 27, 2). Der Eisstrom, der das Talavera-Vorland jetzt aus WzN erreichte (dicker Pfeil) dürfte vom hohen N-Teil der Hauptinsel stammen. Dort hatte er die Möglichkeit, aus dem Kristallin, besonders den Graniten der Hekla-Hoek-Serie die aufgefundenen Granit-Erratika und die harten quarzreichen Gesteine aufzunehmen, welche die kräftigen, groben Schrammen dieser Richtung erzeugten. Diese erste weitere Lokalvereisung kann keine unmittelbare Folgeerscheinung des Zerfalls des älteren Inlandeises sein, sondern muß einer Neuvereisung nach Art der daniglazialen entsprechen.

Die zweite Nebenrichtung setzt endlich eine noch engere Lokalvereisung des Archipels voraus: jetzt hatten die Hauptrichtungen nicht mehr die Kraft, alle Nebenrichtungen zu übertönen, vielmehr machten diese sich zunehmend selbständig (Tafel II Abb. 27, 3). Auch die Barents-Insel erhielt jetzt endlich ihr eigenes Vereisungszentrum, dementsprechend erreicht das Talavera-Vorland jetzt nur noch ein von NO anströmendes Lokaleis (dicker Pfeil). Auch dieser Stand ging aber nicht unmittelbar aus dem vorhergehenden durch bloßen Weiterzerfall hervor, sondern setzt einen Neuvorstoß nach Art des finiglazialen voraus. Dasselbe gilt indessen

³⁸⁾ Nansens (1928) Annahme, daß der präglaziale Barentseeschelf 500 m höher gelegen habe als heute, ist somit zur Stützung unseres Gedankens nicht nötig.

auch von der heutigen Vergletscherung des Archipels, die wohl — wie sehr wahrscheinlich auch die heutige der Alpen und des norwegischen Hochgebirges — größtenteils ohne Anknüpfung an die spätglaziale einer Wiedervereisung nach der postglazialen Wärmezeit (4 500—500 v. Chr.) entstammt.

VIII. Die postglaziale Hebungs- und Klimageschichte des Talavera-Vorlandes

Nach dem Abzug der letzten, spätglazialen Vereisung (Abb. 27, Stadium 3) begann die schon oben beschriebene postglaziale Hebung des Talavera-Vorlandes um rd. 150 m. Die damit emporgehobenen marinen Sedimente (Abb. 21 und Profil Abb. 29) zeigen — nach der vorläufigen freundlichen Bestimmung der gesammelten Molluskenschalen durch FEYLING-HANSEN — über ihrer Basis von Moränenblöcken zutiefst anscheinend eine kühlere Fauna, dann, etwa zwischen 16 und 35 m Höhe, eine wärme liebendere, die etwa der postglazialen Wärmezeit (4 500—500 v. Chr.) entstammen dürfte. Ob die spärlichen, in höherer Lage noch gemachten Streufunde (35—48 m Höhe), die wieder nur kälteliebendere Formen zeigen, von der Basis der Serie oder einer jüngeren kühlen Meerphase (seit 500 vor Chr.) stammen, war vorerst nicht zu entscheiden.

Ein zweites Phänomen war umso deutlicher: auf der zusammenhängenden vornehmlich warmzeitlichen Sedimentdecke im östlichen Teil des Vorlandes — wie auch auf einigen Restinseln im westlichen — hat sich nach ihrer Heraushebung alsbald ein großes Eiskeilnetz (das weitaus größte bisher aus Svalbard bekannte) angesiedelt. Es ist somit sehr jung: nach dem Alter der Warmzeitschichten und ihrer nachträglichen Hebung nur etwa ein bis zwei Jahrtausende alt. Wenn im Jahr 1960 Bodensprengungen die genaue Tiefe der Eiskeile erkennen lassen, läßt sich daraus wohl ein Zeitmaß für die Genese von Eiskeilen im allgemeinen gewinnen. Daß hier möglicherweise zwei Eiskeilgenerationen vorliegen, wurde schon erwähnt, und ebenso, daß heute schon wieder ein oberflächliches Abschmelzen der Eiskeile zu erfolgen scheint, das die nachbleibenden Risse zu Führungslinien eines neuen Seitengewässer-Netzes macht. Gelingt es hier künftig, Hebungs- und Klimaphasen noch strenger zu koppeln, so können Vorländer wie dieses ein recht genaues Chrono-, Tektono- und Thermometer für die nacheiszeitliche Entwicklung des Archipels abgeben.

Wo den tieferen Vorlandsflächen die junge marine Sedimentdecke fehlt, ist ihr überschliffener Felssockel den Wirkungen des Frostschuttklimas erst seit ein bis zwei Jahrtausenden ausgesetzt. Die seitdem erzielten Wirkungen seines Verwitterungsangriffs sind sicher — wie wir oben schon erwähnten — ein gutes Abbild dafür, was in den ersten kühlen Abschnitten der Nacheiszeit (9 000—4 500 v. Chr.) auf den Altflächen geschehen war, die heute das geschilderte vollentwickelte Kryoturbations-Bodenprofil tragen. Es zeigt sich, daß Moränengerölle und sonstige lose Trümmer rasch weiterzersplittert werden und daß in den Sediment- und sonstigen Feinerde-Kernen ein rasches Auffrieren der gröberen Bestandteile stattfindet (auch der auf diese Weise leicht an der Oberfläche zu sammelnden Mollus-



Abb. 28

Unterlauf des Stauerbachtals im Talavera-Vorland (nach einer nordwärts orientierten Luftaufnahme von *H. D. Preuß* aus 1500 m Höhe, dem Südostteil der Karte Abb. 23 entsprechend). Man sieht vor allem das ausgedehnte Eiskeilnetz auf der marinen Sedimentdecke östlich des Baches. Die Eiskeile beginnen in der Moos-Frostschuttundra auszuschmelzen und werden dadurch zu gezackten Führungslinien für jung sich eintiefende Seitengerinne. Auch die älteren Strandwälle hart westlich der Stauerbachmündung sind schon von Eiskeilnetzen besetzt.

Fig. 28

Lower course of the Stauer brook in the Talavera foreland (after a northwardly oriented air photo taken by *H. D. Preuß* from an altitude of 1500 m,

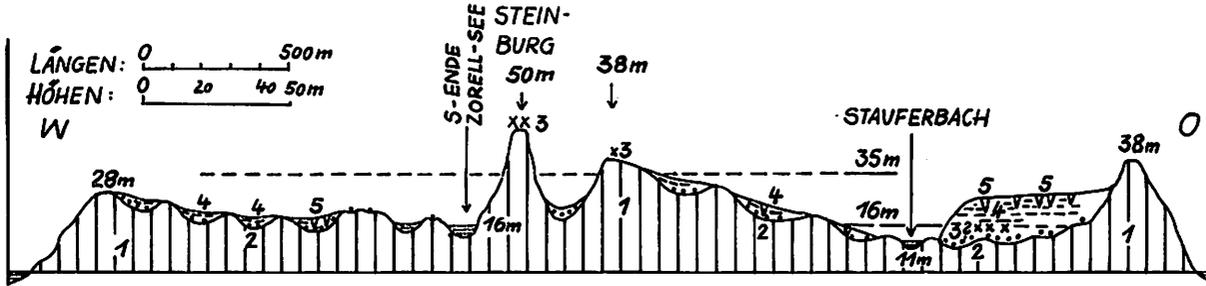


Abb. 29

Westost-Profil durch das Talavera-Vorland.

Zahlenerklärung:

- 1 Basaltsockel
- 2 Einige größere geschlossene Hohlformen mit schütterer Moränendecke ausgekleidet
- 3 Basalzzone der marinen Sedimentdecke, vermutlich dem kühlen Früh-Holozän entsprechend
- 4 Höherer Teil der marinen Sedimentdecke, der postglazialen Wärmezeit (4500—500 v. Chr.) entsprechend.

Fig. 29

W-E-profile of the Talavera foreland

- 1 Basaltic undermass
- 2 Several enclosed depressions with thin morainic cover
- 3 Basement complex of the marine deposits, presumedly corresponding to the cool phase of the early Holocene
- 4 Upper part of the marine sedimentary cover corresponding to the Atlantic and Subboreal phases (4500—5000 B. C.)
- 5 Young ice-wedges in these sediments.

corresponding to the southeastern part of the map fig. 23). Conspicuous above all is the extensive network of ice-wedges in the marine sediments east of the brook. The ice-wedges begin to melt in the moss frost-split debris zone and thus become intended guide-lines for new tributary channels. The older beach ridges immediately west of the mouth of the Stauffer brook bear networks of ice-wedges.

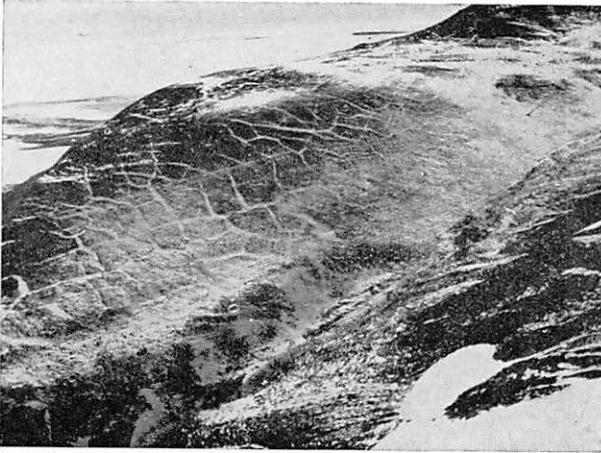


Abb. 30

Tal des Vogelweidbaches oberhalb der Talavera. Großes Eiskeilnetz auf fast 30° geneigtem Steilhang, Blick nach WSW. Hintergrund: Stor-Fjord und Kranz der Andersson-Inseln. In der Talkerbe sind drei Eintiefungsfolgen sichtbar. Neuschnee mit hangparallelen Windstreifen.

Fig. 30

Vogelweid-valley above the Talavera. Large network of ice-wedges on the steep valley-side (inclination 30°). In the background (looking WSW): Stor-fjord and Andersson Islands. In the cut three different stages of vertical erosion are clearly visible.

kenschalen). Im Felssockel ist das Rundhöckerrelief (z. T. sogar noch mit den Haupttrichtungs-Schrammen) im ganzen noch erhalten, aber mit einer wichtigen Ausnahme. Wo der Frost etwa in einem Schlifffeld über senkrecht stehenden Basaltsäulen die eine oder andere schon durch einen tieferen Quersprung von ihrer Basis lösen konnte, wird so ein Oberteil isoliert wie ein ausgehauener Mauerstein rasch emporgehoben: senkrecht umgrenzte, bis 40 cm hohe Pfeiler dieser Art ragen dann sehr auffällig über das umgebende flache Schlifffrelief empor (Abb. 24, links; Abb. 31, Bildmitte).

IX. Heutige Gletscher. Schneegrenze.

Präglaziale Formen. Weitere Rahmenbeobachtungen

Die vorstehend betrachteten Ergebnisse bilden nur einen Ausschnitt unseres Gesamtprogramms. Dies umfaßt vor allem noch glaziologische Untersuchungen (so die der geodätischen Arbeitsgruppe, die im Zungengebiet des Freeman-Gletschers Ablations-Meßstangen setzte und vermaß, und auch sonst Bewegungs- und Ablationsmessungen vorbereitete). Ein weiteres Studienobjekt bilden die sehr eigenartigen Schwankungen dieses Gletscher (BÜDEL, 1960). Soviel sich bis jetzt erkennen läßt — auch in Analogie zu den umfangreichen, langjährigen Arbeiten von LIESTÖL in W-Spitzbergen — spiegeln sie nur in sehr weitem Rahmen: in den gro-

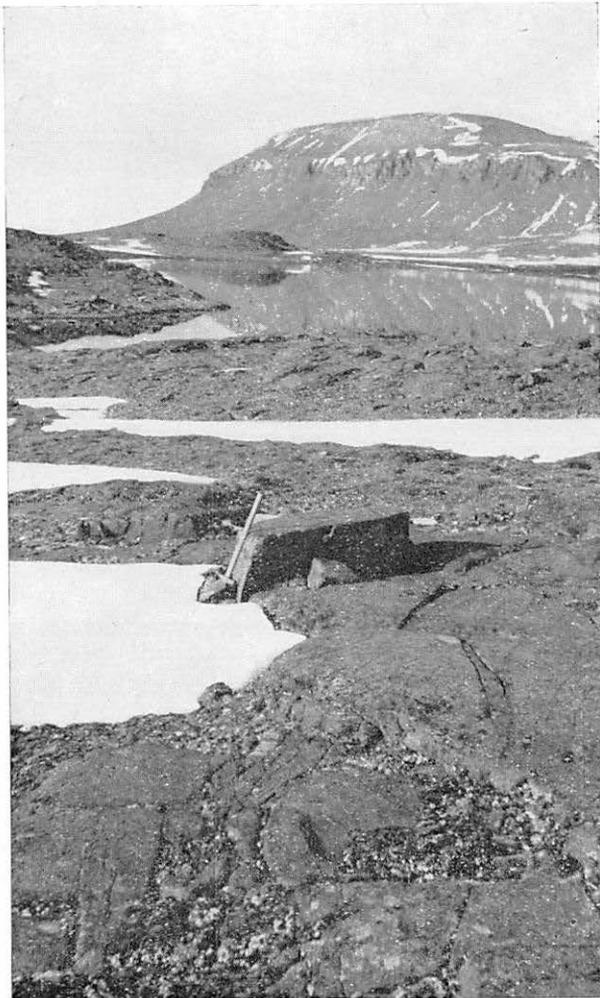


Abb. 31

Eisgeschliffener Basaltsockel des westlichen Talavera-Vorlandes, Blick nach Norden über den Zorell- See auf die steilen Außenflanken der „Vogelweide“
Bildmitte: an Frostspalten durch Frosthebung steil über die Schlibfläche herausgestemmter Basaltblock.

Fig. 31

Glacially eroded basalt of the western Talavery foreland. In the background (looking north): Lake Zorell and the steep flanks of the „Vogelweide“.

Basaltic block lifted above the erosion surface by frost heaving along frost cracks.

ßen Arealchwankungen der Gesamtvergletscherung gleichzeitige Klimaschwankungen wider. Die Vorstöße der einzelnen Gletscherzungen im

Rahmen weniger Jahrzehnte sind dagegen nicht mit Klimaschwankungen zu parallelisieren, so groß und deutlich sie auch sind. So zeigen hier auch Gletscher, die demselben Firn-Nährgebiet entstammen, einen ganz verschiedenen Rhythmus. Der Duckwitzgletscher etwa stieß anfangs der dreißiger Jahre weit über die Küstenflucht hinaus in den Stor-Fjord vor, schmolz aber am Ende dieses Jahrzehnts rasch ab und zeigt noch heute einen relativ bescheidenen Umfang. Der Freeman-Gletscher dagegen hatte gerade Ende der dreißiger Jahre einen Tiefstand, war klein und unscheinbar, muß aber etwa 1955 einen außerordentlichen Hochstand erreicht haben, von dem er heute erst wenig absank: er stößt noch weit in den Freeman-Sund vor (Abb. 2 b). An der Ostseite der Barents-Insel machen von zwei sich sogar im Zungenteil berührenden Eisströmen der Reymond-Gletscher zur Zeit einen deutlich vorstoßenden, der benachbarte Hübner-Gletscher einen stationären oder zurückweichenden Eindruck. Der Rhythmus solcher kalten Polargletscher ist weit mehr als der von alpinen oder sonstigen außerpolaren durch eine Eigengesetzlichkeit gekennzeichnet, die weitgehend dem Modellfall der plastischen (nicht der viskosen) Fließbewegung entspricht; d. h. über der Schneegrenze reichern sich die Schneemassen zunächst fast ohne Auswirkungen an der Gletscherzunge ein bis drei Jahrzehnte lang an, bis nach Erreichung eines ganz bestimmten, für jede einzelne Zunge nach ihrer Lokalgestalt anders bemessenen Schwellenwertes plötzlich innerhalb weniger Jahre ein rascher Vorstoß erfolgt.

Der Verlauf der heutigen Schneegrenze in Spitzbergen bietet noch manche Probleme. Sie erhebt sich im Inneren der Hauptinsel wahrscheinlich erheblich höher, als bisher angenommen wurde. Man könnte geradezu an eine Dreiteilung denken. Eine tiefste Schneegrenzfläche läge an der Untergrenze der vielen auch in geringer Seehöhe schon auftretenden kleinen Firnflecke, denen ihre geringe Mächtigkeit noch keine der Schwerkraft folgende Eigenbewegung erlaubt, die aber gleichwohl nach der Anzahl ihrer Firnschichten schon ein Alter von Jahrzehnten erreichen können. Sie umfassen hier einen viel größeren Höhenbereich als in den Gebirgen der mittleren und niedrigen Breiten. Eine mittlere solche Grenze entspräche den eigenartigen Haushaltsverhältnissen der "kalten" hoch- und subpolaren (d. h. zur Gänze oder — wie hier — nur teilweise unter den jeweiligen Druckschmelzpunkten abgekühlten) Gletscher. In allen Gebieten mit „warmen“ Gletschern (so auch in unsern Alpen) fällt die Höhengrenze des allgemeinen Auftretens von kleinen selbständig abströmenden Gletschern neben den großen, d. h. die „Firnlinie“ mit der Grenzlinie zwischen Nähr- und Zehrgebiet auf größeren Gletschern praktisch zusammen (Abweichungen höchstens einige Zehner von Metern). Im Bereich „kalter“ Gletscher treten dagegen beide Höhengrenzen viel weiter auseinander. Im oberen Teil des Ablationsbereiches solcher Gletscher kommt das während des kurzen „Sommers“ getaute Firn-Schmelzwasser nach raschem Einsickern über dem unterkühlten Eiskörper wieder zum Gefrieren („Blankeis“ oder „Superimposed Ice“, FRISTRUP, 1960), so daß erst in viel niedriger Höhenlage ein Ausgleich zwischen Nähr- und Zehrgebiet erreicht wird. Die höchste Schneegrenzfläche wäre dann

die auch hier durch das allgemeine Auftreten selbständig abströmender Gletscher bestimmte „Firnlinie“ — vermutlich die einzige, die hier eine vergleichende Darstellung über größere Räume hin erlaubt (aber etwa für das Innere des nordostländischen Inlandeises schon versagen muß). Eine erste Schätzung ergibt für diese drei Grenzen im SW-Teil der Barents-Insel 0—200 m, knapp 400 m und knapp 500 m Seehöhe.

Ein großer, bisher nur randlich beachteter Problemkreis liegt in den erhaltenen Resten des präglazialen Formenschatzes. Dieser bestimmt noch heute den morphologischen Großaufbau SO-Spitzbergens, da hier in jener Zeit vorherrschender Flächenspülung und Rumpfflächenbildung große flache Formgemeinschaften in drei Hauptniveaus (Schelfboden, Vorländer und Altlandsflächen, s. o. S. 26) angelegt wurden und gerade solche fast-ebenen Flächenstücke — wie oben dargelegt — sowohl der glazialen wie auch der Frostschutt-Abtragung am besten widerstehen. Insbesondere neigen wir dazu, die Vorländer in ihrer Grundanlage (unbeschadet nachträglicher glazialer Überformung und mariner Bedeckung) diesem Formenkreis zuzurechnen, wofür die Beweise an anderer Stelle erbracht werden sollen. Das gleiche gilt von der für 1960 vorgesehenen Untergliederung der Altflächen, die insbesondere auf der Edge-Insel den Eindruck einer Rumpftreppe machen. Von weiteren Rahmenbeobachtungen sind einige auf ozeanographischem, meteorologischem und biologischem Gebiet bereits in die vorstehende Schilderung eingegangen (s. S. 17): ihre nähere Darstellung soll erst nach der geplanten Erweiterung dieser Untersuchungen auf der Hauptexpedition erfolgen.

The Morphogeny of Spitsbergen

Results of the German Spitsbergen Expedition 1959

Chapters A and BI give a survey of the major morphological features of Spitsbergen, the detailed planning of the expedition, the choice of the area investigated, and the applied methods of team-work and international co-operation. The problems dealt with arose from the modern concept of "climatic" or better "climato-genetic" geomorphology. The aim of the expedition was the exploration of landforms and morphogenetic processes in the high-arctic, non-glaciated part of the polar lands ("frost-split debris zone"), to which end SE-Spitsbergen is especially appropriate.

A fundamental theoretic consideration points out that all morphological phenomena need first of all a historico-genetic analysis based on the inductive method of classical logic. Thereby the various subsequent morphogenetic processes must be defined, the older traces of which always influence the younger genetic phases, thus in temporal superposition finally leading to the present forms. The application of geophysics is only possible after the limitation of every individual process. It certainly means labouring under a methodic misapprehension to try a morphological interpretation of highly complex developmental structures only by measuring and reckoning the present processes. The author wants to show how geomorphology and geophysics must co-operate to obtain satisfactory results and true solutions of the manifold problems.

In chapter B II it is pointed out that also the small cryoturbation forms (on old peneplains) are inexplicable as results of present-day processes only; they are, in fact, very complicated phenomena with a long developmental history. The cryoturbatic forms are classified in three groups according to size (small, intermediate and gigantic forms). Their development is morphogenetically analyzed, and an attempt is made to define the rôle played by the different physical processes active during the respective stages of development.

Chapter B III elucidates a newly discovered transition between cryoturbation and solifluction. It is typical for the smoothly convex upper slopes at the margins of elevated plateaus ("slope wash solifluction"; in German the present author proposes the term "Abspül-Solifluktion").

Chapter B IV deals with the various degradation processes on steeper slopes, and with the soliflual transport typical of the smooth lowermost parts of slopes in the "moss frost-split debris zone" ("transit solifluction" and "influx solifluction"; in German: "Durchgangs-" and "Zufuhr-S.").

Chapter B V tries to comprehend the entire degradation mechanism of the frost-split debris zone by considering the co-operation of slope destruction (solifluction) and river-erosion. These extremely effective degradation processes have worn down the glacial sculpture of the major part

of SE-Spitsbergen completely; in the lately raised forelands this relief is the better preserved the more recent its postglacial isostatic updoming is (cf. chapter B VI).

The pleistocene glacial traces on the Talavera foreland of the Barents Isle permit a distinction of three different glacial sequences in the Würmian high and late-glacial stages. The supposed extension and flow-lines of these ice-caps are discussed in chapter B VII (see also fig. 27, 1).

In chapter B VIII an analysis of the history of both post-glacial upheaval and climate of the Talavera foreland is given as an example of the latest morphogeny of SE-Spitsbergen. Chapter B IX reviews some further problems such as the present glacier movement, the latest glacial fluctuations, the snowline, the pre-glacial landforms as well as oceanographic, climatological and biological observations.

The 1959 expedition was the pilot-expedition for the main undertaking in summer 1960. This report is to show which results have been obtained, and which problems are promising and worth further studying.

Schriftenverzeichnis

- AHLMANN, H. W.: son., 1916: Mechanische Verwitterung u. Abrasion a. d. Grundgebirgsküste d. nw. Schonen. Bull. Geol. Inst. Uppsäl 13, 2.
- AHLMANN, H. W.: son., 1933 Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931, Introd. and I, III, V, VIII, X. Geograf. Annaler, XV.
- AHLMANN, H. W.: son., 1948: Glaciological research on the North Atlantic coasts. R. Geogr. Soc., Res. Series I, London.
- AHLMANN, H. W.: son., 1949: The present climatic fluctuation. Geogr. Journ. Vol. 112.
- AHLMANN, H. W.: son., 1953: Glacier variations and climatic fluctuations. Am. Geogr. Soc. Bowman Mem. Lect., Ser. III.
- v. BAER, K. E., 1837/38: Expédition à Novaia-Zemlia et en Lapponie. Ac. Sc. St. Petersburg, Bull. II, H. 8—12.
- BAKKER, J. P., 1959: Freundl. mündl. Mitteil. über russ. Eiskeil-Forschungen am 29. 10. 59.
- BAUER, A., 1954: Contr. à la connaissance de l'Inlandsis du Groenland, II^e part.: Synthèse glaciologique. Exp. Pol. Français.
- BAUER, A., 1955: Über die in der heut. Vergletsch. d. Erde als Eis gebundene Wassermasse. Eiszeitalter. u. Gegenwart, Bd. 6.
- BLÜTHGEN, J., 1942: Die diluviale Vereisung des Barentsseeschelfes. Die Naturwiss. 30. Jg. H. 44/45.
- BÜDEL, J., 1947: Atlas der Eisverhältnisse des Nordatlantischen Ozeans u. Übers.-Kart. d. Eisev. d. N.- u. S.-Polargeb. Manusk. 1947, ersch. Deutsches Hydrogr. Inst., Hamburg 1950.
- BÜDEL, J., 1948 a: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde, Bd. II, S. 22—53.
- BÜDEL, J., 1948 b: Das System der klimatischen Morphologie. Deut. Geographentag München 1948, Landshut 1950.
- BÜDEL, J., 1959: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erdkunde XIII, S. 297—314.
- BÜDEL, J., 1960: Gletscherfragen aus dem Arbeitsprogramm der Deutschen Spitzbergen-Expedition 1959/60. Die Umschau, H. 8, Frankfurt.
- CORBEL, J., 1957: Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Inst. étud. rhodan. de l'univ. de Lyon. Mem. et documents, 12.
- DEGE, W., 1947: Das Nordostland von Spitzbergen. Polarforschung Bd. II.
- DÜCKER, A., 1940: Frosteinwirkung auf bindige Böden. Straßenbau-Jahrbuch 1939/40.
- DÜCKER, A., 1939: Untersuchungen frostgefährlicher Eigenschaften nichtbindiger Böden. Forsch.-Arb. aus d. Straßenwes., 17.

- FEYLLING-HANSSSEN, R. W., 1955 a: Stratigraphy of the marine Late-Pleistocene of Billefj., Vestspitsbergen. Norsk Polarinstitut, Skrifter Nr. 107, Oslo.
- FEYLLING-HANSSSEN, R. W., 1955 b: Late-pleistocene deposits at kapp Wijk, Vestspitsb. Norsk Polarinstitut, Skrifter Nr. 108, Oslo.
- FREBOLD, H., 1935: Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl- und des Franz-Josef-Landes. Geolog. d. Erde, Berlin.
- FRISTRUP, B., 1960: Dänische Gletscherforschungen in Grönland. Vortrag Würzburger Geograph. Kolloquium, 12. II. 1960.
- FURRER, H., 1955: Die Strukturbodenformen der Alpen. Geogr. Helvet., H. 4.
- FURRER, H., 1959: Untersuch. am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. Geogr. Halvet., H. 4.
- DE GEER, G., 1900: Om östra Spetsbergens glaciation under istiden. Geol. För. Förh. 22, Stockholm.
- GRIPP, K., 1927: Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. Abh. Naturw. Ver. zu Hamburg, 3.
- GÖHRS, J., 1952: Die Klimate der ewigen Gefrornis. Ungedr. Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Göttingen.
- HAMBERG, A., 1916: Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerk. usw. Geol. För. Förh., 37, Stockholm.
- HÖGBOM, B., 1914: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Uppsala, XII.
- HÖGBOM, B., 1927: Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischen Faktor. Bull. Geol. Inst. Uppsala, XX.
- JESSEN, O., 1948: Die Randschwellen der Kontinente. Erg.-H. 241 zu Peterm. Mitt., 2. Aufl., Gotha.
- KAUFMANN, H., 1929: Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig.
- KNOTHE, H., 1931: Spitzbergen, eine landeskundliche Studie. Erg.-H. 211 zu Peterm. Mitt., Gotha.
- KÖRNER, H., 1960: Eismechanik und Gletscherbewegung. Kolloquiumsvortrag Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 21. I. 60.
- LAUTENSACH, H. 1952: Der Geographische Formenwandel. Studien zur Landschaftssystematik. Colloqu. Geograph., Bd. 3, Bonn.
- LIESTÖL, O., 1959: Freundl. mündl. Mitteilung über noch unveröffentl. Forschungen zur Glaziologie Spitzbergens, 11. 9. 1959.
- LOUIS, H., 1959: Freundl. briefl. Mitteilung über eine neue Überschlags-Berechnung der Anwachsdauer von Inlandeisdecken. Jan. 59.
- LOUIS, H., 1960: Allgemeine Geomorphologie. W. de Gruyter & Co., Berlin.
- LOW, A., 1925: Instability of viscous fluid motion. Nature 65, London.
- NANSEN, F., 1922: The strandflat and isostasy. Vidensk. Selsk. Skrifter I, Nr. 11, Oslo.
- NUSSER, F., 1948: Die deutschen Arktisstationen in den Jahren 1940—45. Deut. Geographentag München 1948, Landshut 1950.
- MORTENSEN, H., 1930: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergl. Morphologie der Klimazonen. Erg.-H. 209 zu Peterm. Mitt., S. 47—156, Gotha.

- MORTENSEN, H., 1932: Über die physikalische Möglichkeit der „Brodel“-Hypothese. Centralbl. f. Min. usw. Abt. B No. 9.
- MORTENSEN, H., 1947: Alternierende Abtragung. Nachr. Ak. d. Wiss. Göttingen, Math.- Phys. Kl.
- MORTENSEN, H., 1960: Diskussionsbemerkung zu einem Vortrag des Verfassers (Göttinger Geograph. Kolloquium, 5. II. 1960)
- ORVIN, A. K., 1940: Outline of the geological history of Spitsbergen. Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 78, Oslo.
- POSER, H., 1931: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundschau, 22.
- POSER, H., 1933: Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundschau, 24.
- POSER, H., 1934: Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. Centralbl. f. Min. usw. Abt. b No. 1.
- RAMSAY, W., 1930: Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciations. Fennia, 52, 5.
- SCHENK, E., 1955: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. Hess. Ld.-Amt f. Bodenforsch., H. 13, Wiesbaden.
- SCHENK, E., 1958: Frostboden in Alaska. Kolloquiumsvotr. Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 14. 4. 1958.
- TROLL, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau, 34.
- WERENSKIOLD, W., 1953: The Strand Flat of Spitsbergen. Geografisk Tidsskrift, 52. Bd. Kobenhavn.
- WILHELMY, H., 1958: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig.

Tafel I, Abb. 2a

Kartenskizze der Barents-Insel nach dem bisherigen kartographischen Stand (ohne Berücksichtigung der norwegischen Luftaufnahmen), gezeichnet von F. Wilhelm.

Tav. I, Fig. 2a:

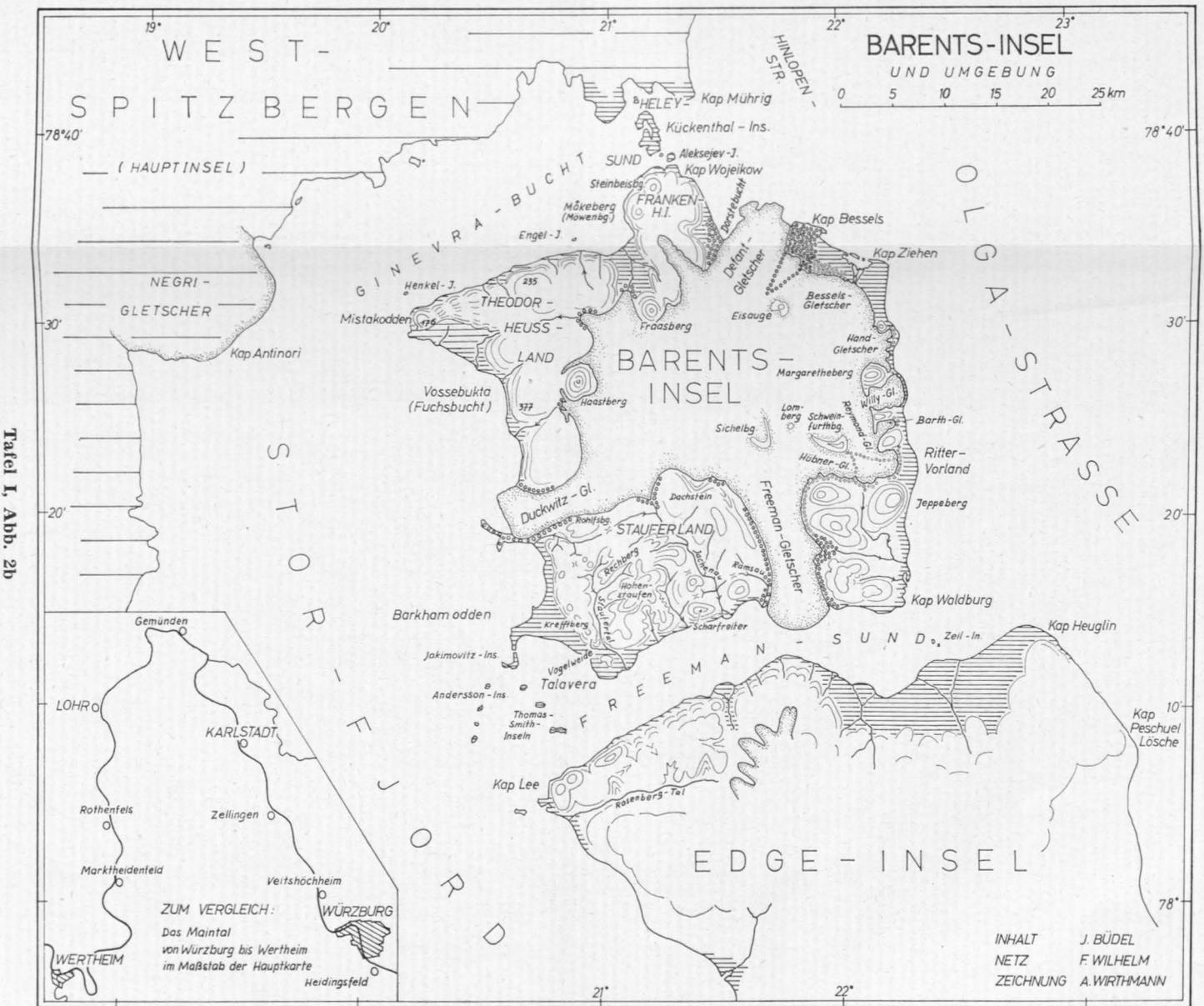
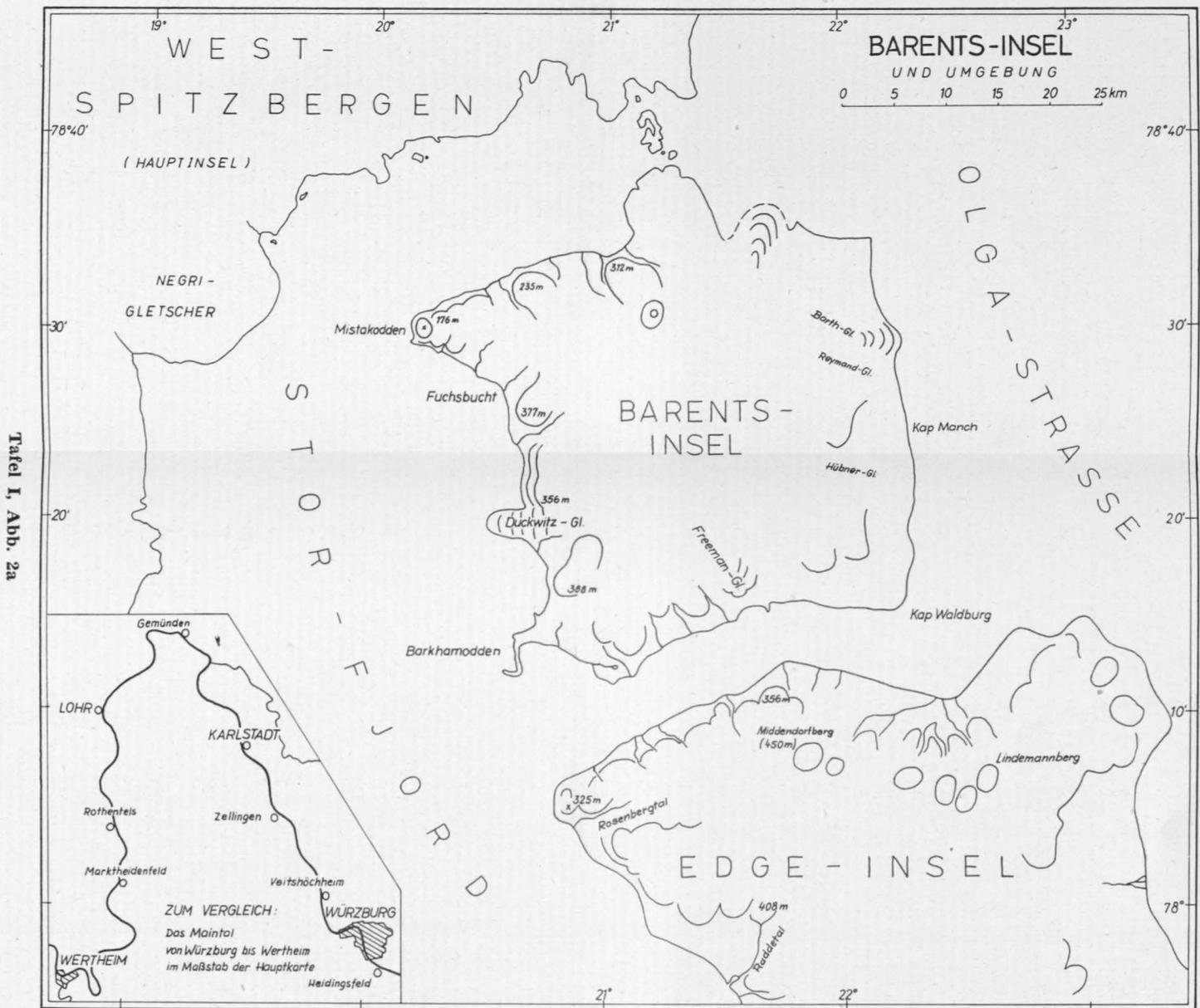
Sketch map of the Barents Isle (previous cartographic knowledge leaving Norwegian air photographs out of account) by F. Wilhelm.

Tafel I, Abb. 2b

Morphologische Kartenskizze der Barents-Insel nach terrestrischen und Luftfaustskizzen des Verfassers im Sommer 1959.

Fig. 2b:

Morphological sketch-map of the isle of Barents, together with terrestrial and aerial sketches made by the author in summer 1959.



INHALT J. BÜDEL
NETZ F. WILHELM
ZEICHNUNG A. WIRTHMANN

Tafel II, Abb. 27

Den drei Generationen von Gletscherschrammen im Talavera-Vorland entsprechen drei verschiedene Zustände der Vereisung des Svalbard-Archipels im Würm-Hoch- und Spätglazial.

1 und 1a: die beiden Möglichkeiten für die Lage des hochglazialen Vereisungszentrums. Ein zentrales Vereisungszentrum über den (ehemals höhergelegenen) Schelfplateaus im Umkreis des König-Karl-Landes muß nach dem bisherigen Wissensstand als wahrscheinlicher gelten (Fall 1).

2: im älteren Spätglazial wird die Vereisung noch von wenigen lokalen Groß-Zentren beherrscht.

3: im jüngeren Spätglazial setzen sich zahlreiche kleinere selbständige Vereisungszentren durch.

Die entsprechenden Schliffrichtungen an der SW-Kante der Barents-Spitze (Talavera-Vorland) sind jeweils durch einen dicken Pfeil gekennzeichnet. Quergestrichelte Linie: Schelfrand. Doppelte punktierte Linie: ungefähre Vereisungsgrenzen. Feinpunktierte Linien: ungefähre Lage der Vereisungszentren.

Tav. II, Abb. 27

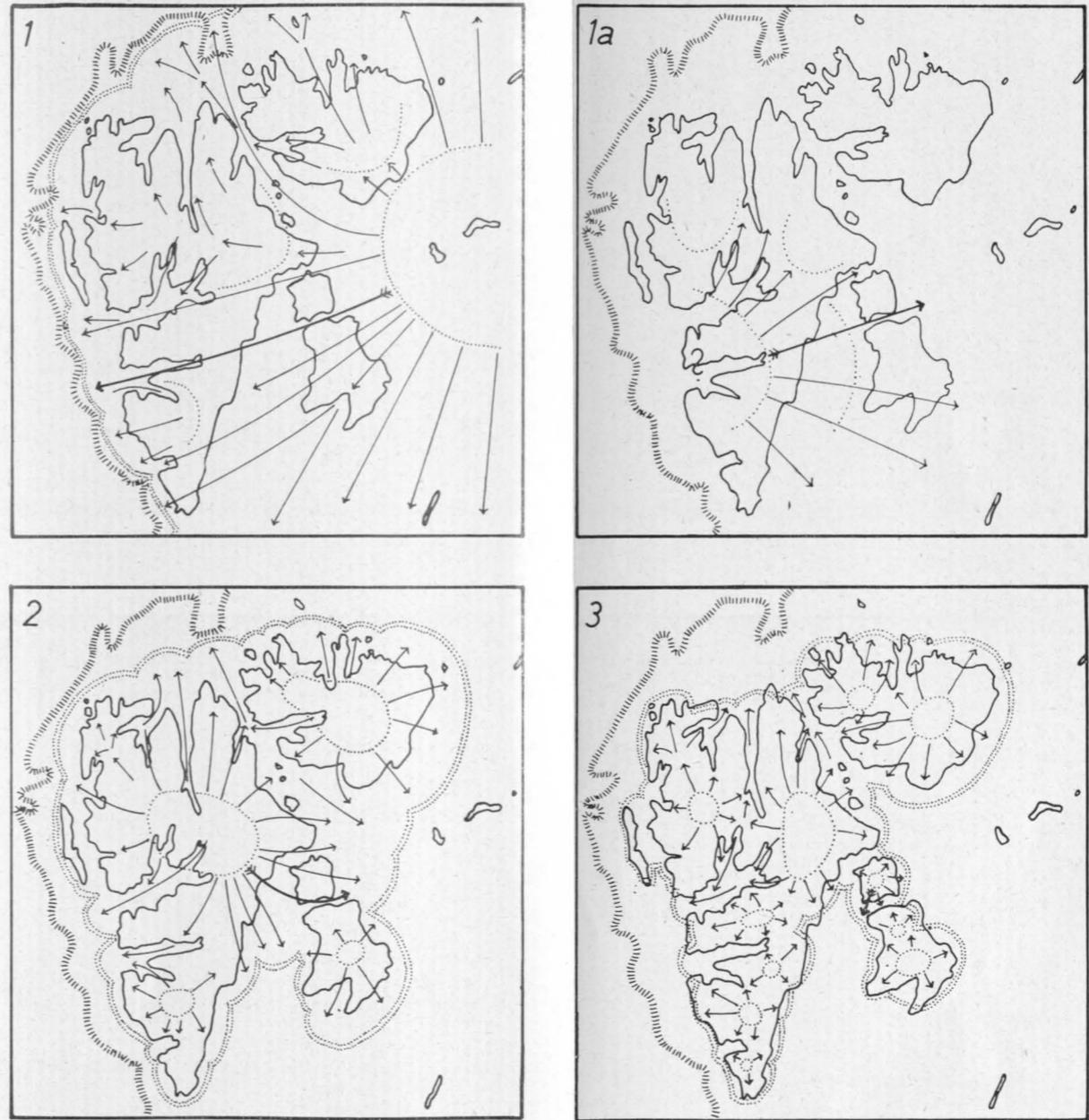
Three generations of glacial striae in the Talavera foreland corresponding to three different phases of the high and late Würmian phases of the Svalbard archipelago.

1 and 1a: indicate the two possible positions of the centre of the high Würmian glaciation. According to our present knowledge a glaciation centre on the once more elevated continental shelf round about King-Charles-Land is more probable.

2: During the early late glacial period there were several relatively important ice-centres on the archipelago itself.

3: During the upper late glacial phase the number of smaller independent ice caps increased considerably.

The corresponding directions of striae on the southwestern edge of the Barents Isle (Talavera foreland) are marked by a thick arrow. Transversely striated line: margin of the continental shelf. Double line of dots: approximate boundary of the glaciation. Single line of dots: approximate position of the different glaciation centres.



Tafel II, Abb. 27