

POLARFORSCHUNG

Herausgegeben von der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung
und dem Deutschen Archiv für Polarforschung

Präsident des wissenschaftlichen Beirates: Prof. Dr. Bernhard Brockamp, Münster

Mitglieder des wissenschaftlichen Beirates:

Prof. Dr. B. Brockamp, Münster Prof. Dr.-Ing. H. Lichte, Karlsruhe

Prof. Dr. F. Möller, München Prof. Dr. F. Nusser, Hamburg

1. Vorsitzender: Prof. Dr. Karl Weiken, Metzkausen

2. Vorsitzender und Schriftleiter: Studienrat Kurt Ruthe, Bad-Harzburg

Schatzmeister: Senator Max Naumann, Achim, Geschäftsf.: Karl-Heinz Tiedemann, Kiel

Geschäftsstelle: Kiel, Eckernförderstr. 1. Verlag: Weserland-Verlag, Holzminden

Postscheckkonto: Senator Max Naumann, Achim, Hannover 3110

Versand der Zeitschrift nur an Mitglieder

Der Bezugspreis ist im Mitgliedsbeitrag enthalten.

Band V — Jahrgang 34/1964 — Heft 1/2 — Erschienen August 1965

Arktis und Antarktis im Lichte neuerer Forschung

Von F. Loewe, Columbus/Ohio *)

Abstract: The paper surveys some recent findings concerning the polar regions, and particularly the ice sheets of Greenland and the Antarctic, in the fields of tectonics, climate, heat economy, glaciology, the temperatures inside the ice sheets, the mass economy and the recently developed isotope methods for the determination of the age and of the stratification of the ice.

Die Kenntnis der Polargebiete hat sich in den letzten 15 Jahren ganz außerordentlich erweitert. Ständig treiben nordamerikanische und sowjetische Beobachtungsstationen auf Eisschollen und Eisbergen im Nordpolarbecken. Auf dem Inlandeis Grönlands sind mehrere Stationen im Sommer und Winter tätig. Der Südpolarkontinent ist in verschiedenen Richtungen von Flugzeugen überflogen und von Raupenschleppern durchquert worden. Etwa 30 Stationen sind dort dauernd in Tätigkeit. Im Internationalen Geophysikalischen Jahr waren zum ersten Mal mehrere wissenschaftliche Stationen im Innern des Inlandeises an der Arbeit. Die amerikanische Station am Südpol besteht schon im achten Jahr. Die Winterbevölkerung des antarktischen Kontinents und der nahen Inseln beläuft sich auf etwa 600 Menschen. Aus der reichen Fülle der wissenschaftlichen Erkenntnisse, die sich von

der Tiefe der Kontinentalblöcke bis zu den höchsten Atmosphärenschichten erstrecken, soll im folgenden berichtet werden (2, 13, 16, 20).

1. Grenzen und gemeinsame Züge der Polargebiete

Die Abgrenzung der Polargebiete durch die Polarkreise ist zu schematisch. Für die Arktis mag die nördliche Waldgrenze auf dem Land eine brauchbare Grenze darstellen. Sie ist zumeist in der Natur recht scharf ausgeprägt und fällt mit der 10⁰-Gleiche des wärmsten Monats zusammen, die auch auf dem Meer als Grenze dienen kann. Die Arktis umfaßt dann auf dem Lande die Gebiete der Tundra, der Kältewüste und der dauernden Eisbedeckung. Sie deckt bei dieser Begrenzung etwa 1/6 der Nordhalbkugel, 40 Mill. qkm. Auf der Südhalbkugel, wo sich in den entsprechenden Breiten fast nur Meer findet, kann zweckmäßigerweise die Grenze in die Antarktische Konvergenzzone (Meinarduslinie 7, 18, 19) verlegt werden, an der das kalte antarktische Wasser von der Oberfläche verschwindet. Die Antarktis umfaßt dann 49 Mill.

*) Prof. Dr. F. Loewe, Institute of Polar Studies, Ohio State University, 43210 Columbus/Ohio, USA.

qkm, fast $\frac{1}{5}$ der Südhalbkugel. $\frac{3}{4}$ davon entfallen auf das Meer, $\frac{1}{4}$ auf das fast ganz eisbedeckte Land.

Arktis und Antarktis nehmen die höchsten Breiten der Erde ein. Das bestimmt gewisse gemeinsame Züge. Beide erhalten im Jahresmittel ein geringes, aber im Hochsommer ein sehr reiches Strahlungsangebot von der Sonne. Trotzdem selbst zur Sommersonnenwende die Sonne keine große Mittagshöhe erreicht, ist nach Messungen der letzten Jahre auf dem Scheitel des antarktischen Inlandeises die Strahlung von Sonne und wolkenlosem Himmel auf die Horizontalfläche ebenso stark wie irgendwo in niederen Breiten. Dasselbe gilt auch für den höchsten Teil des grönländischen Inlandeises⁹⁾. Daß trotz des hohen Strahlungsangebots die Sommertemperaturen sowohl im Nordpolarbecken wie im ganzen Südpolargebiet niedrig bleiben, wird später begründet werden. Mit der Kühle des Sommers ist die weite Verbreitung von Schnee und Eis verknüpft. Die Eiswüsten der Erde nehmen fast den gleichen Raum ein wie die Trockenwüsten. Auf jeder Halbkugel findet sich ein ausgedehntes Inlandeis.

Auch soweit das Land nicht dauernd vom Eis bedeckt wird, ist es im Norden wie im Süden lebensarm oder lebensleer. Dagegen sind die Polarmeere, abgesehen von den höchsten Breiten, oft nährstoffreich und bergen ein reiches Pflanzen- und Tierleben.

II. Die Gliederung der Polargebiete

Arktis und Antarktis zeigen in entsprechenden Breiten erhebliche Unterschiede. Sie sind zunächst in der orographischen Gliederung zu finden. Im Zentrum der Arktis liegt ein weites Meeresbecken, umgeben von vielfach breiter Schelfsee und von Land. Wie schon früher auf Grund der Gezeitenverhältnisse vermutet war, haben neue Beobachtungen, besonders von den zahlreichen russischen und vereinsstaatlichen Treibeisstationen, gezeigt, daß das arktische Meer kein einheitliches Tiefseebecken ist, sondern eine reiche Gliederung besitzt^(10 11). Insbesondere zieht sich durch die ganze Tiefsee von den Neusibirischen Inseln bis nach Ellesmereland ein hoher Rücken, der Lomonosowrücken. Er ist von weniger ausgedehnten Parallelrücken begleitet, die das

Arktische Meer in eine Reihe von Becken teilen. Der Lomonosowrücken steigt aus der Tiefsee bis zu einer Höhe von 950 m unter dem Meeresspiegel auf. Der tektonische Zusammenhang dieser unterseeischen Großform ist noch nicht geklärt. Möglicherweise handelt es sich um eine Fortsetzung des Mittelatlantischen Rückens, der selbst ein Teil der kürzlich festgestellten weltumspannenden, alle Ozeane durchziehenden Schwelle ist.

Um den Südpol liegt eine hochragende Eiskuppel von fast der anderthalbfachen Größe Europas⁽¹⁴⁾. Grundsätzlich muß Eis als ein Gestein betrachtet werden, und zwar als eins der weitest verbreiteten auf der Erde. Es zeigt in vollendetem Grade die Strukturformen, Faltung, Bruch, Überschiebung, die wir auch bei Felsgestein finden. Aber wegen des niedrigen Schmelzpunktes und der hohen Plastizität des Eises im natürlichen Zustand können wir im Eis die Entstehung dieser Formen an der Oberfläche der Erde beobachten. Das macht das petrographische Studium des Polareises, bei dem Schmelzprozesse nicht störend eingreifen, besonders interessant.

Tektonisch gliedert sich der antarktische Kontinent in zwei Einheiten, die den andinen Faltungen (Kertenantarktis), und den südlichen Kontinentalfalten (Tafelantarktis) ähneln⁽¹³⁾. Das wird auch durch die seismisch erschlossenen Tiefen der Kontinentalmassen bestätigt. Die letzten Jahre haben gezeigt, daß insbesondere in der Westantarktis die Eisdecke von einer Reihe von Gebirgszügen durchbrochen wird. Eine Reihe von Bergzügen begleitet die antarktische Küste in den Längen südlich von Afrika. Die höchste Erhebung der Antarktis ist so gut wie sicher das Vinsonmassiv im Sentinelgebirge unweit der Wurzel der großen Antarktischen Halbinsel. (Das ist der allgemein anerkannte Name für die früher teils Palmerhalbinsel, teils Grahamland genannte Halbinsel südlich von Südamerika). Diese Berge sind zuerst 1935 von Ellsworth auf dem ersten Flug quer über den antarktischen Kontinent aus der Ferne gesehen worden. Das Vinsonmassiv übersteigt 5000 m und ist damit zweifellos höher als die Gipfel am Südrand des Ross-Schelfeises, die kaum höher als 4500 m sind^(12 b).

III. Der Felsuntergrund der Inlandeise

Über die Höhenlage des Felsuntergrundes unter dem Eise Grönlands und der Antarktis sind wir jetzt durch seismische und gravimetrische Messungen unterrichtet (² 20 32a). Bohrungen bis zum Grunde der Inlandeise stehen vor der Durchführung. Der Felsuntergrund Grönlands liegt in weiten Teilen unterhalb oder in der Nähe des jetzigen Meeresspiegels. In den Randgebieten und im Süden steigt er an, so daß das Inlandeis wie in einer Schale ruht. Tiefliegende Rinnen ziehen sich am Eisuntergrund in Richtung auf das Gebiet stärksten Eisausstoßes an der mittleren Westküste und lenken offenbar den Eisabfluß eines weiten Hinterlandes in diese Richtung.

In der Antarktis liegen erhebliche Teile des Untergrundes tiefer als der Meeresspiegel. Das gilt insbesondere für das Gebiet der Kettenantarktis. Würde das Eis hier verschwinden, so würden wir es mit zwei größeren und einigen kleineren Inseln zu tun haben. Die eine Insel bildet eine Verlängerung des antarktischen Horstes, der den Westen und Süden des Ross-Schelfeises umrahmt, die andere erstreckt sich vom Ostende des Ross-Meereres parallel mit der Küste des Amundsenmeeres nach Osten. Dazwischen findet sich eine breite Senke unterhalb des Meeresspiegels mit Tiefen, die weithin 1000 m unter dem Meeresspiegel liegen, die aber völlig mit Eis gefüllt sind. Weitere Untersuchungen haben bestätigt, daß keine breite Senke vom Ross-Schelfeis zum Filchnereschelfeis vorhanden ist. Der Hauptteil der Landmasse der Tafelantarktis liegt heute nicht weit vom Meeresspiegel, teils darüber, teils etwas darunter. Doch finden sich auch hier, vom Eis verdeckt, erhebliche Gebirge und tiefe Senken. Ein Bergland, das bis zu 3000 m Meereshöhe ansteigt, ist unter dem höchsten, bis 4000 m hohen Teil des Inlandeises in etwa 80° S, 80° E gefunden worden.

Schweremessungen an der Oberfläche der Inlandeise und der Vergleich mit den kürzlich vom Eis befreiten Teilen Europas und Nordamerikas lassen darauf schließen, daß der Felsuntergrund unter den Inlandeisen durch die Eislast, die im Mittel weit über

1000 t auf den qm beträgt, in die Tiefe gedrückt ist. Würde das Eis verschwinden und der Untergrund in seine ursprüngliche Gleichgewichtslage zurückkehren, wie wir es heute an den Küsten des Bottnischen Meerbusens und des Hudsonmeeres erleben, so würde der Felsboden Grönlands und der größte Teil der Tafelantarktis wieder über den Meeresspiegel steigen. Dagegen würden weite Teile der Kettenantarktis mit dem Durchgang vom Rossmeer zum Bellingshausenmeer unterhalb des Meeresspiegels bleiben.

Der antarktische Kontinent ist, ebenso wie die polaren Küsten Asiens und Nordamerikas, von einem breiten Schelf umgeben. Der nordpolare Schelf hat die normale Tiefe bis zu 200 m unter dem Meeresspiegel, wo er von einem steilen Abstieg zur Tiefsee begrenzt wird. Er ist vor der sibirischen Küste etwa 400 km breit. Dagegen liegt der antarktische Schelf im Durchschnitt erheblich tiefer, bis zu 500 m unter dem Meeresspiegel. Man möchte annehmen, daß der antarktische Schelf seine besonders tiefe Lage dem Herabdrücken zu einer Zeit verdankt, in der das antarktische Inlandeis noch weiter ausgedehnt war und auf dem Schelf lag. Doch bleibt die Frage bestehen, weshalb er doppelt so tief liegt, wie die Schelfe nördlich von Kanada oder dem Weißen Meer, die auch von Inlandeisen bedeckt waren. Entweder kann im Süden die Eismächtigkeit größer und damit die Belastung stärker gewesen sein. Dafür gibt es aber sonst keine besonderen Anhaltspunkte. Die Dicke der Inlandeise ändert sich, wie eisdynamische Betrachtungen zeigen, nur sehr wenig mit ihrer Größe. Oder das Eis hat sich in der Antarktis erst später vom Schelf zurückgezogen als in der Arktis, so daß er seine vorherige Tiefe noch besser bewahrt hat. Diese Begründung läßt sich im Augenblick weder beweisen noch widerlegen; doch spricht dagegen der Umstand, daß der rascheste Aufstieg in der ersten Zeit nach der Entlastung erfolgte. Oder schließlich kann aus irgendwelchen tektonischen Gründen der Übergang vom Kontinentalblock zur Tiefsee in der Antarktis erst in größerer Tiefe beginnen als bei den anderen Kontinenten. Dafür läßt sich aber kein triftiger

Grund anführen, und die größere Tiefe des antarktischen Schelfs bleibt im wesentlichen ungeklärt.

IV. Das Klima

Die verschiedene Verteilung von Land und See, von niedrigem und hohem Land, hat trotz gleicher Breitenlage und somit gleichen jahreszeitlichen Strahlungsangebots im Norden und Süden sehr verschiedene Klimaverhältnisse im Gefolge. Die subpolaren Breiten des Nordens haben teils kontinentale, teils ozeanische Züge. Der Unterschied ist außerordentlich groß. An den arktischen Küsten Ostsibiriens übersteigt der Unterschied der Mittel des wärmsten und kältesten Monats 50°C , fast das Dreifache der Schwankung in Mitteleuropa. In gleicher Breite hat die Luft über dem Meer westlich von Nordnorwegen nur ein Sechstel dieser Schwankung.

Auf der Südhalbkugel schafft der ungebrochene Wasserring der Subantarktis ein einheitliches streng ozeanisches Klima. Wie die Messungen auf den isolierten Inseln des Indischen Ozeans im letzten Jahrzehnt zeigen, unterscheiden sich die Monatsmittel des wärmsten und kältesten Monats nur um 4° . Sommer und Winter haben dasselbe trübe Regen- und Graupelwetter, und die vielfach stürmischen Winde sind im Sommer kaum schwächer als im Winter (30).

In höheren Breiten kehren sich die Verhältnisse um. Schwimmende Stationen unterrichten uns über das Klima des inneren Polarbeckens; die seit 1956 auf dem antarktischen Inlandeis tätigen Stationen geben nun ein auf eingehende Beobachtungen gegründetes Bild. Das gilt auch für die vorher sehr wenig bekannten Zustände der freien Atmosphäre. Das Meeresbecken um den Nordpol hat ein verhältnismäßig gemäßigtes und ausgeglichenes Klima. Die Temperaturen liegen in der Sommermitte im ganzen Polarbecken bei 0° , weil alle verfügbare Wärme bei dieser Temperatur zur Eisschmelze verwandt wird. Die Wintertemperaturen bleiben gemäßigt mit einem kältesten Monat von etwa -35° , einer Temperatur, die wir in Ostsibirien schon in 60° Breite treffen. Für diese verhältnis-

mäßige Milde der höchsten Nordbreiten lassen sich zwei Gründe anführen. Die ungleiche Verteilung von Land und See in den subarktischen Breiten führt zu Temperaturunterschieden zwischen Land und Meer. Im Winter ist die Differenz der Mitteltemperaturen in 68°N zwischen den Lofoten und der Janamündung in Ostsibirien größer als die Differenz zwischen den Lofoten und dem Äquator. Diese Temperaturunterschiede führen zu Druckunterschieden in derselben Breite, 20 mb zwischen den eben genannten Örtlichkeiten, und diese zu meridionalen Ausgleichsströmungen, die in Bodennähe kalte Luft aus den Polarbecken entfernen und warme hineinbringen.

Weiter verfrachten die Meeresströmungen, insbesondere im Norwegischen Meer, sehr erhebliche Wärmemengen ins Nordpolarbecken (31). Die zugeführte Wärmemenge, etwa 40 Billionen Kalorien in der Sekunde, ist in der Lage, jährlich eine Eisdecke von etwa 1 m zu schmelzen. So erhält im Winter die kältere Luft durch Leitung durch das Eis aus dem Meerwasser eine erhebliche Wärmemenge. Bei einer Lufttemperatur von etwa -50° ist dieser Leitungsstrom ebenso stark, wie der Wärmeverlust durch Ausstrahlung an der Eisoberfläche, etwa 70 Kalorien pro Tag und qcm. So kommt es, daß die Lufttemperaturen im Nordpolarbecken nicht unter -50° sinken, eine Temperatur, die man in Sibirien und Kanada schon in 60° Breite erwarten kann. Diese Wärmebegünstigung des Nordpolarbeckens ist übrigens nicht auf die bodennahen Schichten beschränkt. Wie die Radiosondenaufstiege der letzten Jahre gezeigt haben, ist im Winter die Atmosphäre im Durchschnitt am kältesten nicht über dem Nordpol, sondern über der Kanadischen Inselflur. Während im Nordpolargebiet die Temperatur der obersten Troposphäre im Wintermittel auf etwa -60° sinkt, haben die entsprechenden Breiten der Südhalbkugel winterliche Temperaturen von weniger als -80° (26).

Das Inlandeis um den Südpol steht klimatisch in völligem Gegensatz zum Nordpolarbecken. An den antarktischen Küsten unweit des südlichen Polarkreises ist allerdings der Winter nicht kälter als in Winnipeg oder im nördlichen Ural. Anders die

Sommertemperaturen. Selbst am südlichen Polarkreis bleibt die Temperatur des wärmsten Monats in der Nähe oder unterhalb 0°C ; auch die Maxima steigen kaum höher. Der Grund ist, daß sich auf der äquatorialen Seite der antarktischen Küsten ein auch im Sommer weithin mit Packeis bedecktes Meer findet. So bestehen hier dieselben Verhältnisse wie im eisbedeckten Nordpolarbecken. Sollte das Packeis verschwinden, so dürfte sich das Klima der antarktischen Küsten wie des Nordpolarbeckens erheblich mildern. Solche Eisfreiheit im Nordpolarbecken bildet die Grundlage einer neuerdings befürworteten Erklärung der Schwankungen der diluvialen Eisverbreitung. Sie liegt auch einem kürzlich vielbesprochenen Plan zugrunde, die Beringstraße durch einen Damm zu schließen und das kalte Oberflächenwasser des Nordpolarbeckens über den Damm in das Beringmeer zu pumpen, so daß das wärmere aus dem Norwegischen Meer einfließende Wasser an die Oberfläche tritt⁽⁸⁾. Die Klimaverbesserung für die angrenzenden Polarküsten, insbesondere von Sibirien, ist wahrscheinlich richtig vorausgesehen. Aber die technische Durchführung scheint unmöglich; müßten doch die Pumpen bei 10jähriger Arbeit 10 Millionen Tonnen kaltes Wasser in der Sekunde aus dem Polarbecken ins Beringmeer pumpen. Eine erheblich längere Zeit und ein geringeres Pumpvolumen sind deshalb untunlich, weil sich das kalte Oberflächenwasser ständig neu bildet und sich nur ein neuer Gleichgewichtszustand mit einer dünneren Deckschicht kalten Wassers einstellen würde.

Über das Klima im Innern des antarktischen Kontinents haben uns die Beobachtungen im und seit dem IGJ 1957—58 erste Aufklärungen gebracht⁽²⁶⁾. Es liegen Anfang 1964 schon etwa 25 Jahrgänge meteorologischer Beobachtungen vom Inlandeisinnern vor. Wir finden an der Oberfläche überall außerordentlich niedrige Temperaturen. Das Zentralgebiet Grönlands hat Jahresmittel von etwa -30° . In ähnlicher Höhe und Breite sind die südpolaren Stationen Charcot und Pionierskaja schon $8-9^{\circ}$ kälter. Der Südpol in 2800 m Höhe hat ein Jahresmittel von -49° , selbst der wärmste Monat -28° . Wir wissen heute, daß

Amundsen auf dem Südpolarplateau, — wenn seine Beobachtungen nicht etwa durch Strahlung gefälscht sein sollten, — ungewöhnlich hohe Temperaturen angetroffen hat. Der Südpol befindet sich weder in der Mitte des Kontinents, noch stellt er die größte Erhebung dar. Beide liegen auf die Seite des Indischen Ozeans verschoben. Die Station Wostok in 78° S. Br. und 107° E. L. hat in 3480 m Höhe ein Jahresmittel von -56° . Der wärmste Monat bleibt unter -30° ; trotz gewaltiger Sonneneinstrahlung hat die Lufttemperatur -20° nie erreicht.

Der Südpol hat eine Mitteltemperatur im Winter von -58° , Wostok eine solche von $-67\frac{1}{2}^{\circ}$. Dabei zeichnet sich der Winter auch durch eine lange Dauer sehr niedriger Temperaturen aus, die Mitteltemperaturen sind von April bis September fast gleich niedrig. Wir haben die polare Erscheinung des „kernlosen“ Winters besonders stark ausgeprägt. Temperaturen unter -80° sind an drei sowjetischen Stationen gemessen worden.

Diese extreme Kälte beruht in erster Linie auf der Schneebedeckung. Die reinweiße Oberfläche reflektiert etwa $\frac{5}{6}$ bis $\frac{7}{8}$ der auf sie fallenden Strahlung von Sonne und Himmel; sie absorbiert also nur ein Sechstel der von anderen Oberflächen aufgenommenen Energie. Die überaus kalte Atmosphäre enthält nur sehr geringe Mengen Wasserdampf, der die vom Boden ausgehende Wärmestrahlung absorbiert. Daher kann ein erheblicher Bruchteil der ausgestrahlten Wärme die wasserdampfarme Atmosphäre passieren. Dazu trägt auch bei, daß die Wolken auf dem Inlandeis weder sehr häufig noch sehr dicht sind. So überwiegen im Innern des Inlandeises selbst im Sommermittel die Ausstrahlungsverluste über den Wärmegewinn durch Einstrahlung. Jeder Hektar hat im Jahresdurchschnitt einen Energieverlust von über 100 Pferdestärken⁽²⁵⁾.

Da sich das Inlandeis bei diesem Verlust von Strahlungsenergie nicht dauernd abkühlt, so muß dieser Verlust ersetzt werden. Die Beobachtungen der letzten Jahre haben uns über die Herkunft dieser Wärme im Norden wie Süden Auskunft gegeben

Im Nordpolarbecken und den mit Packeis bedeckten Meeresteilen des Südens wird der Ausstrahlungsverlust überwiegend durch die Wärme ersetzt, die von den Meeresströmungen unter dem Eis aus niederen Breiten herangebracht und nach oben abgegeben wird⁽³¹⁾. Auf dem Inlandeis Grönlands dient dazu zum größten Teil die Wärme, die beim Übergang vom Wasserdampf in Schnee freigesetzt wird⁽¹⁾. Im antarktischen Inlandeis sind der Transport warmer Luft ins Innere und die Kristallisationswärme des Schnees von ungefähr gleicher Bedeutung⁽¹⁷⁾.

So stellen die Polargebiete und insbesondere die Inlandeise kräftige Wärmesenken der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation dar. Die größere Eisbedeckung der Südhalbkugel trägt dazu bei, daß sie heute im Mittel und besonders im Sommer erheblich kälter ist als die Nordhalbkugel. Die atmosphärische Zirkulation ist unsymmetrisch zum Äquator; der wärmste Breitenkreis liegt auf der Nordhalbkugel. So fehlen im südlichen Atlantischen und südöstlichen Stillen Ozean die tropischen Wirbelstürme. Auch das Vorhandensein der äquatorialen Gegenströme im Ozean mag letzten Endes mit der Asymmetrie der Windverteilung zusammenhängen. Das könnte zur Eiszeit anders gewesen sein. Damals fand sich auf der Nordhalbkugel eine zehnmal größere vereiste Fläche, während das antarktische Inlandeis, auf allen Seiten von Tiefsee begrenzt, nicht viel größer sein konnte. So mag damals die nördliche Halbkugel kühler gewesen sein als die südliche.

Der fortwährende Strahlungsverlust von der Oberfläche der Inlandeise hat eine starke Abkühlung der bodennahen Luft zur Folge. Die kalte, dichte Luft fließt längs der glatten Oberflächen ab, oft mit Sturmstärke und dicht gefüllt mit dem aufgewirbelten Fegschnee. Besonders das Gebiet südlich von Ostaustralien in der Antarktis zeigt diese Windverhältnisse. In Adélieland herrscht im Jahresmittel Sturm vom Inlandeise her; in einem Monat erreichte der mittlere Wind fast Orkanstärke, 100 km in der Stunde. Doch ist diese Abflußströmung auf eine flache Schicht von einigen hundert Metern Dicke beschränkt. Eingehende Studien sind kürzlich der Struktur dieses Abflußwindes

und dem damit fast stets verbundenen Schneefegen gewidmet worden. Die extremen Windstärken in flacher Schicht, fast unabhängig von den Windverhältnissen darüber, erklären sich dadurch, daß die Luft beim Abfluß auf der glatten Schneeoberfläche eine besondere „schießende“ Bewegungsform annimmt, wie man sie beim Wasser auf der glatten Unterlage eines Wehres findet⁽³²⁴⁾.

Trotz der eindrucksvollen Erscheinungen des Strahlungsverlustes und des Schwerewindes müssen wir uns doch hüten, den Inlandeisen eine zu große Bedeutung in der allgemeinen Zirkulation der mittleren und höheren Breiten zuzuschreiben. Zum ersten ist die abfließende Kaltluft nur wenig mächtig und wird von wesentlich wärmerer Luft überlagert. Die neuen Messungen haben gelehrt, daß im Winter im Innern Grönlands die Temperatur in einiger Höhe meist wärmer ist als an der Oberfläche. Im Innern des antarktischen Kontinents können wir im Winter mit einer Temperaturzunahme von 20°, im Sommer von 5° rechnen. Ferner findet sich unabhängig von den Bodenverhältnissen überall in der höheren Atmosphäre eine Schicht, die durch Strahlung erheblich mehr Wärme verliert als sie gewinnt. Die verstärkte Ausstrahlung an der Inlandeisoberfläche ist nur zusätzlich zu dieser erdweiten stärkeren Kältequelle. Der Strahlungsverlust von der Oberfläche des antarktischen Inlandeises ist nur etwa ein Sechstel der Strahlung, die auf derselben Fläche von der Atmosphäre abgegeben wird⁽²⁵⁾.

V. Höhenverhältnisse der Inlandeise

Wie geschildert, wird das Klima der Inlandeise aufs stärkste von den Höhenverhältnissen beeinflusst. Sie sind uns beim Inlandeis Grönlands völlig hinreichend bekannt. Es hat eine Mittelhöhe von 2150 m; seine größte Höhe von etwa 3250 m liegt etwas nordöstlich von „Eismitte“. Eine zweite, weniger hohe Kuppel liegt im Süden, wo die Küstengebirge des Westens und Ostens näher zusammentreten⁽¹²¹⁶⁾.

Auch in der Antarktis haben uns die Reisen und Flüge der letzten 15 Jahre ein befriedigendes Bild gegeben⁽²⁰⁾. Die einzige erhebliche Lücke klafft noch im Meridian von

Greenwich. Die Oberfläche liegt im Mittel etwa 2300 m hoch. An wenigstens einer Stelle nahe dem Zentrum des Kontinents erreicht die Eiskuppel eine Höhe von 4000 Metern. $3\frac{1}{2}$ Millionen qkm, zwölfmal die Fläche der Bundesrepublik, übersteigen 3000 Meter. Auch das antarktische Inlandeis bildet keine einheitliche Kuppel. Untergrundverhältnisse und Abstand vom Meer rufen eine gewisse Gliederung hervor. Es zeigt sich, daß die Inlandeise Grönlands und der Antarktis trotz sehr verschiedener Größe doch annähernd die gleiche Höhe haben, die auch den diluvialen Inlandeisen zugeschrieben wird. Es ist dafür gesorgt, daß auch die Inlandeise nicht in den Himmel wachsen. Größere Höhe bringt die Eisoberfläche in kältere Schichten und verringert damit den Niederschlag und die Möglichkeit weiteren Wachstums. Gleichzeitig wächst mit größerer Dicke der nach außen gerichtete Druck, und der Abfluß des Eises verstärkt sich.

VI. Eisdicke der Inlandeise

So sind sich Grönland und die Antarktis auch in der Mächtigkeit des Eises recht ähnlich. Hunderte von Messungen der Eisdicke mit Hilfe der Reflektion künstlicher Erschütterungen vom Untergrund wie durch Messungen der Schwere an der Eisoberfläche haben ein Bild der Eisdicken gegeben. Es ist auch vielfach versucht worden, aus den seismischen Messungen Schlüsse auf die Beschaffenheit des Untergrundes unter dem Eis, ob gefroren oder auf dem Schmelzpunkt, das Vorhandensein und die Dicke von Moränen, die Anwesenheit flüssigen Wassers, Schlüsse zu ziehen. Die Ergebnisse sind in vielen Fällen noch nicht überzeugend. Die Bestimmung der Eisdicke aus Schweremessungen beruht darauf, daß Eis weniger dicht ist als Fels, daß also die Anziehung über einen Eiskörper geringer ist als über einer gleichdicken Felsunterlage. Es gibt aber einzelne Teile des grönländischen wie des antarktischen Inlandeises, wo kaum Energie vom Boden des Inlandeises zurückgeworfen wird. Die Ursache ist nicht bekannt. Das Inlandeis Grönlands hat eine mittlere Dicke von etwas über 1500 m; die größten Dicken erreichen nahe dem Scheitel

des Inlandeises 3300 m; der Untergrund liegt hier im Meeresspiegel (^{4 12 16}).

In der Antarktis sind weite Gebiete noch ohne Dickenmessungen. Auch unterliegen einige der Messungen noch Zweifeln; doch läßt sich feststellen, daß die mittlere Eisdicke des Kontinents nicht weniger als 2300 Meter beträgt. An zwei Stellen sind Eismächtigkeiten von über 4000 m gemessen worden (^{15 29}). An solchen Stellen füllt das Eis Senken, die den Charakter von Tiefseerinnen oder tiefen Fjorden haben.

Würde das grönländische Inlandeis schmelzen, was übrigens die Energie von 3 Millionen Wasserstoffbomben von je 10 Megatonnen Leistung erfordern würde, so würde sich der Meeresspiegel um $6\frac{1}{2}$ m heben. Das schnelle Verschwinden des antarktischen Eises würde das Meer um etwa 65 m steigen lassen. Dabei ist zu bedenken, was gelegentlich übersehen wird, daß das Eis, das unterhalb des Meeresspiegels liegt, in Depressionen, die vom Meer aus zugänglich sind, bei Schmelzung keinen Beitrag zur Erhöhung des Meeresspiegels liefert, vielmehr wegen der größeren Dichte von Wasser im Vergleich zu Eis beim Schmelzen das Meeresspiegelniveau senken würde. Die wechselnde Ausdehnung der schwimmenden Schelfeise ist auch ohne Einfluß auf die Höhe des Weltmeeres.

Die Schweremessungen zeigen, daß die Last des Inlandeises das Land darunter herabgedrückt hat. Würde das Eis verschwinden, so würde im Lauf von Jahrtausenden das entlastete Land sich heben, der stärker belastete Meeresboden sich senken. Schließlich würde bei Verschwinden der Inlandeise der Meeresspiegel 40 m höher stehen als in der Gegenwart, was in den einst unvergletscherten Teilen der Erde erhebliche Transgressionen zur Folge hätte. Wir wissen, daß in der jüngsten geologischen Vergangenheit vor 15 000 Jahren viel mehr Wasser, mindestens das Doppelte der heutigen Menge, als Eis auf den Kontinenten gebunden war und daß dementsprechend der Meeresspiegel mindestens 100 m, wahrscheinlich eher 150 m, tiefer stand als heute. Die Frage erhebt sich, ob das polare Eis im Norden und Süden auch heute noch im Schwinden begriffen ist und was die Gründe für ein solches Schwinden sein könnten.

VII. Massenhaushalt

Das Meereis des Nordpolarbeckens ist im ganzen in der Gegenwart weniger dick und ausgedehnt als vor 50—100 Jahren. Doch sei darauf hingewiesen, daß im Mittelalter, zur Zeit der Wikingerfahrten nach Grönland, das Eis wohl noch weniger verbreitet war als heute. Über die früheren Eisverhältnisse im Südpolarmeer sind wir nicht hinreichend unterrichtet. Die einzige länger arbeitende Station im Packeisbereich, Laurieinsel in der Südorkneygruppe, zeigt keine deutliche Veränderung der Eis- oder Temperaturverhältnisse in den letzten 60 Jahren ⁽²³⁾.

In Bezug auf die Inlandeise lassen sich einige Vermutungen äußern; jedoch ist die Frage ihres Massenhaushalts weder in Grönland noch in der Antarktis völlig entschieden. Sie ist von besonderem Interesse, weil seit einem Dreivierteljahrhundert die meisten Gletscher in fast allen Gebirgen der Erde einen, zum Teil katastrophalen Massenschwund zeigen. Der Massenhaushalt wird durch den Zuwachs in den höheren und den Abtrag in den tieferen Teilen bestimmt. Bei Gebirgsgletschern gibt häufig auch das Vorschreiten und Zurückweichen des Eisrandes einen Anhaltspunkt für den Massenhaushalt. Da bei der Größe der Inlandeise viele hundert Jahre vergehen müssen, bis ein zunehmender Zuwachs im Innern sich durch Vorgehen des Eisrandes bemerklich macht, ist ein Stillstand und sogar ein Zurückweichen des Eisrandes, wie man sie heute beobachtet, mit einem Massenzuwachs des gesamten Inlandeises durchaus vereinbar.

Es scheint, daß im Gegensatz zu den Gebirgsgletschern das grönländische Inlandeis heute nicht wesentlich an Masse verliert, ja sie in gewissen Gebieten sogar gewinnt ^(24 16). Der mittlere Jahreszuwachs wird im Gebiet überwiegenden Zuwachses durch Messungen der Schneeschicht des letzten Jahres an der Oberfläche und durch Feststellungen der Jahresschichtung in Aufgrabungen und Bohrlöchern verhältnismäßig leicht festgestellt ⁽⁴⁾. Er beträgt in Grönland in Wasser umgerechnet etwa 34 cm. Dagegen fehlt es beim Abtrag noch an einer ähnlich umfassenden Kenntnis der sommerlichen

Abschmelzung. Auch die Eisbergbildung Ostgrönlands ist noch zweifelhaft.

Auch über den Massenhaushalt des antarktischen Inlandeises sind wir noch nicht ganz im klaren. Der Zuwachs besteht aus Schneefall, dem wichtigsten Glied, und Reifbildung. Der Abtrag setzt sich zusammen aus Eisbergbildung und Abschmelzung am Eisrand, den wichtigsten Gliedern, aus Verdunstung und Schneetransport durch den Wind. Der resultierende Zuwachs im Innern kann auf etwa 15 cm Wasserwert im Mittel geschätzt werden ⁽¹⁷⁾. Nach den meisten neueren Abschätzungen ist der Abtrag nicht in der Lage, die im Innern anfallenden Massen zu entfernen. Wenn wir uns nach einem weiteren Faktor umsehen, der den Abtrag verstärken könnte, bietet sich die Abschmelzung am Boden der schwimmenden Schelfeise dar. Sie begleiten die Hälfte des Umfangs des antarktischen Kontinents. An sich stehen im Meerwasser nahe dem Schelfrand hinreichende Wärmemengen für die Abschmelzung zur Verfügung ⁽²⁸⁾. Es ist jedoch zweifelhaft, ob sich eine erhebliche Abschmelzung unter den schwimmenden Eisplatten bis zu einem größeren Abstand vom Außenrand erstrecken kann. Eine unmittelbare Messung des Massenverlustes oder -gewinns an der Unterseite der Schelfeise ist mit den augenblicklichen Mitteln kaum möglich. Vielleicht wird sich mit Messungen des oberflächlichen Zuwachses, der Dicke und der Bewegung des Schelfeises und der Temperaturverteilung mit der Tiefe aus Betrachtungen der Wärmeleitung die für Schmelzung verfügbare Wärme und damit der Betrag der Schmelzung auf sehr indirektem Wege ableiten lassen; das ist jedoch keineswegs sicher. Aber auch wenn wir die Abschmelzung unter den Schelfeisen berücksichtigen, scheint nach dem heutigen Kenntnisstand wahrscheinlich, daß das antarktische Inlandeis in der Gegenwart an Masse zunimmt oder wenigstens im Gleichgewicht ist ⁽¹⁷⁾.

Das führt in eine ernste Schwierigkeit. Es scheint festzustehen, daß in den letzten 60 Jahren der Meeresspiegel um etwa 1 mm im Jahr gestiegen ist ⁽⁵⁾. Dieser Anstieg wird meist auf das Schwinden des Landeises zurückgeführt. Es unterliegt auch keinem

Zweifel, daß fast überall die Gebirgsgletscher im letzten Menschenalter an Masse verloren haben. Aber wenn die großen Eisreservoirs der Inlandeise, die 99 % der Eismassen der Erde enthalten, nichts zur Füllung des Weltmeeres beitragen, oder wenn sie ihm gar Wasser entziehen, ist schwer einzusehen, woher die 400 cbkm Eis kommen können, die zur jährlichen Hebung des Meeresspiegels auf der ganzen Erde benötigt werden. Ein solcher Massenverlust würde alle Gebirgsgletscher der Erde in höchstens 600 Jahren aufzehren. Es wird nötig sein, weitere Messungen von Zuwachs und insbesondere Abtrag in Grönland und der Antarktis abzuwarten, ehe wir entscheiden können, worauf die als gesichert angenommene Hebung des Meeresspiegels beruht, für die sich noch andere Gründe als ein Zuwachs an Schmelzwasser anführen lassen, z. B. tektonische Bewegungen am Meeresboden oder eine Erwärmung und Dichteminderung der ozeanischen Wassermassen. Jedenfalls zeigt sich, daß wir uns den unzugänglichsten Teilen der Erde zuwenden müssen, um über eine weltweite Erscheinung, wie die Hebung des Meeresspiegels Aufschluß zu erhalten.

VIII. Eistemperaturen

Ein weiteres überraschendes Problem hat sich beim Studium der Temperaturen in der Tiefe der Inlandeise ergeben. Im Innern der Inlandeise, wo kein Schmelzwasser in den Schnee einsickert und dort beim Gefrieren Wärme abgibt, sind die Firntemperaturen nahe der Oberfläche durch die Lufttemperatur bestimmt; in verhältnismäßig geringer Tiefe, etwa 10 m, herrscht dauernd die mittlere Jahrestemperatur der Luft. Sie liegt überall erheblich unterhalb des Gefrierpunktes. Am Boden des Inlandeises tritt aus dem Erdinnern ein verhältnismäßig geringfügiger Wärmestrom von der Größenordnung 0,1 kal/qcm und Tag in das Eis ein. Dazu kommt die Wärme, die am Boden und in den untersten Schichten des Eises durch innere und äußere Reibung bei der Eisbewegung erzeugt wird. Die Wärme kann durch Leitung nur in Richtung des Temperaturgefälles verfrachtet werden, das bei stark negativen Oberflächentemperaturen von unten nach oben gerichtet sein sollte. Man müßte also erwarten, daß die Temperatur

im Eis von oben nach unten ständig zunimmt.

Die Tatsachen sind jedoch völlig andere. Nachdem schon vor über 30 Jahren in einer Aufgrabung in „Eismitte“ gefunden war⁽²⁷⁾, daß die Temperatur nicht in der erwarteten Weise nach unten zunahm, — was aber damals, als an der Grenze der Beobachtungsgenauigkeit liegend, nicht besonders beachtet war, — haben seitdem die meisten der in Grönland wie in der Antarktis bis in größere Tiefen gehenden Messungen dasselbe Resultat ergeben, daß nämlich die Temperatur mit der Tiefe abnimmt oder wenigstens nicht in der zu erwartenden Weise zunimmt⁽²⁸⁾. Die theoretische Behandlung des Problems führt zu sehr verwickelten Betrachtungen der Wärmeleitung. Wir haben es mit einem Medium zu tun, das in den obersten Schichten nicht homogen ist, dessen eine Grenze sich durch den Zuwachs an der Oberfläche dauernd verändert, dessen Dicke sich durch Streckung verringert und das in ständiger Bewegung begriffen ist. Diese Berechnungen werden zweckmäßig mit elektronischen Schnellrechenmaschinen durchgeführt.

Für die Temperaturabnahme mit der Tiefe lassen sich zwei Gründe anführen. Es kann sich um eine Klimaänderung handeln. Zur Zeit, als die heute vom Zuwachs begrabenen Schneeschichten an der Oberfläche abgelagert wurden, waren die Temperaturen niedriger als die heutigen. Wir haben es bei den Temperaturen in der Tiefe mit „fossilen“ Temperaturen zu tun. Andererseits muß man in Betracht ziehen, daß in einem bewegten Inlandeis der Firn, der sich an einer gewissen Stelle in der Tiefe befindet, nicht senkrecht darüber abgelagert ist, sondern weiter im Innern, also in größerer Höhe und mithin bei niedrigerer Temperatur. Man könnte also annehmen, daß der Firn unter der Decke wärmeren Schnees seine ursprüngliche Kälte wenigstens zum Teil bewahrt hat. Beide Erklärungen, die klimatische wie die fremdbürtige, sind grundsätzlich möglich. Die im Gange befindlichen Versuche, das grönländische wie das antarktische Inlandeis bis zum Grund zu durchbohren und die dabei anfallenden

Temperaturmessungen werden es ermöglichen, die Ursache der unerwarteten Temperaturabnahme mit der Tiefe festzustellen.

IX. Isotopstudien

Glücklicherweise hat sich in den letzten Jahren von ganz anderer Seite her die Möglichkeit eröffnet, sich von den Temperaturverhältnissen über dem Inlandeis und den Zuwachs für viele hundert Jahre Klarheit zu verschaffen. Das Eis der Gletscher ist aus Wasserstoff und Sauerstoff zusammengesetzt. Nun gibt es neben den normalen Molekülen des Wasserstoffs mit dem Atomgewicht 1 und des Sauerstoffs mit dem Atomgewicht 16 im Eis auch schwerere Atome, Isotope des Wasserstoffs, Deuterium und Tritium mit den Atomgewichten 2 und 3, und ein Isotop des Sauerstoffs mit dem Atomgewicht 18 (⁶²¹). Der Anteil dieser Isotope am Gesamtgehalt von Wasserstoff und Sauerstoff im Eis hängt von der Temperatur ab, bei der sich das Wasser oder Eis aus dem Wasserdampf der Atmosphäre gebildet hat. Er kann also anzeigen, bei welchen Temperaturen sich das Eis in der Atmosphäre geformt hat, das wir heute als Bohrkern aus den Tiefen hervorholen. Es mag möglich sein, den im Winter bei niedrigerer Temperatur gebildeten und abgelagerten Anteil von dem Sommerzuwachs zu unterscheiden. So wird man den jährlichen Zuwachs auch in solchen Tiefen bestimmen können, in denen der geschichtete Firn nahe der Oberfläche in kompaktes Eis übergegangen ist, und es nicht mehr gelingt, die Sommer- und Winterschichten durch Unterschiede der Dichte und Kristallgröße zu trennen. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß die auf diesem Wege gemessenen Jahresschichten im Firn nicht immer mit den auf andere Weise festgestellten übereinstimmen. Es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, diese Unstimmigkeiten aufzuklären. Es muß auch berücksichtigt werden, daß infolge wechselnder Höhe der Wolkenbildung und infolge von Luftmassenwechseln besonders im Winter die Bildungstemperatur des Eises in der Atmosphäre vom mittleren jährlichen Temperaturgang an der Oberfläche weit abweichen kann.

Das Eis der Gletscher enthält eine große Anzahl von Luftblasen, die sich bei der

Verdichtung des Firns aus seinem Luftgehalt bilden. In dieser Luft ist wie immer etwas Kohlendioxyd enthalten. Der Kohlenstoff des Gases enthält neben dem normalen Kohlenstoff mit dem Atomgewicht 12 ein radioaktives, mit der Zeit zerfallendes Isotop Kohlenstoff 14. Dieses Isotop beläuft sich nur auf Milligramm in 1 qkm Eis. C₁₄ zerfällt mit der Zeit. Durch Schmelzung großer Eismengen und Untersuchung des eingeschlossenen Gases auf den Anteil an Kohlenstoff 14 ist es möglich, einen Anhaltspunkt für die Zeit zu finden, seitdem die Luftblasen ohne Berührung mit der Außenluft mit normalem Gehalt an Kohlenstoff 14 gewesen sind. So läßt sich das Alter der Eisbildung bestimmen. Gleichzeitige Bestimmungen des Sauerstoffisotops O₁₈ geben einen Anhalt für die Bildungstemperatur des Eises. Wenn die Proben, deren O₁₈-Gehalt bestimmt wird, hinreichend groß sind, darf man annehmen, daß ihre Bildungstemperatur das Mittel von Sommer und Winter darstellt. Man kennt die Jahresmitteltemperaturen in verschiedenen Höhen der Inlandeise, und so läßt sich auch die Meereshöhe der Ablagerung ungefähr schätzen. Das erlaubt, den Küstenabstand auf dem Inlandeis, der dieser Höhe entspricht, ungefähr anzugeben. Kennen wir in Eis von Eisbergen den Küstenabstand der Bildung aus dem Gehalt an O₁₈ und das Alter des Eises aus dem Restgehalt der Luftblasen an C₁₄, so können wir die Bewegungsgeschwindigkeit der Inlandeise ableiten, über die wir bisher abgesehen vom Eisrand völlig im unklaren sind. Solche Bestimmungen sind in Grönland vorgenommen; sie ergeben überraschend hohe Geschwindigkeiten der Eisbewegung.

X. Nutzung der Polargebiete

Die Kenntnis der Polargebiete ist im letzten Jahrzehnt in riesigem Umfang gewachsen. Die neuen Forschungsmethoden, wie die eben erwähnte der Isotopenbestimmung, beantworten Fragen, die man vor einem Menschenalter nicht einmal zu stellen wagte, weil sich kein Weg bot, ihrer Beantwortung näherzukommen. Die technischen Mittel, die der Polarforschung heute zur Verfügung stehen, gestatten es, an praktisch jedem gewünschten Punkt der Arktis und Antarktis

alle interessant erscheinenden Untersuchungen vorzunehmen. Gleichzeitig hat die praktische Verwertung des so gewonnenen Wissens über die Polargebiete gewaltig zugenommen. Ein wesentlicher Teil kommt im Nordpolargebiet militärischen Einrichtungen und Tätigkeiten zugute, über die sich naturgemäß kein ganz umfassendes Bild gewinnen läßt. Täglich mehrmals queren seit einigen Jahren die Verkehrsflugzeuge das Innere des Polarbeckens und das Inlandeis Grönlands. Flugbesuche am Südpol sind ein wohlorganisiertes Sommerunternehmen geworden. Im Nordpolargebiet werden heute Kohle und Blei, und am Rande Kupfer, Nickel, Zinn, Gold, Uranium und Öl in größerem Umfang gewonnen. Auf dem Inlandeis Grönlands wie auf dem Treibeis des Polarbeckens sind seit Jahren Dauerstationen tätig, z. T. mit einem Kernreaktor zur Energieversorgung.

Eine bedeutsame wirtschaftliche Ausbeutung des Südpolargebiets ist weniger wahrscheinlich. Der Walfang, der seit einem Menschenalter in den südpolaren Gewässern erhebliche Bedeutung gewonnen hatte, steht vor dem Erliegen, wie der nordpolare vor 70 Jahren. Trotz gewisser Schutzbestimmungen ist die Zahl der Riesenwale, besonders der größten unter ihnen, der Blauwale, ständig zurückgegangen. Im letzten Jahr haben die meisten der am Walfang beteiligten Nationen nicht einmal die ihnen zugestandenen Quoten erfüllen können.

Zwar berühren die kürzesten Wege zwischen Afrika, Australien und Südamerika den antarktischen Kontinent. Aber die Verkehrsspanne zwischen diesen Gebieten ist noch so gering, daß wohl nur strategische Erwägungen zur Verwirklichung solcher Fluglinien und der dafür nötigen Einrichtungen führen würden, — und diese sind durch den kürzlich abgeschlossenen Antarktisvertrag weniger wichtig geworden. Es ist auch sehr unwahrscheinlich, daß Bodenschätze in der Antarktis in absehbarer Zeit zum Abbau reizen könnten.

Dagegen mag die Antarktis oder das Innere Grönlands weit entfernt von dichter Besiedlung, eine Verwendung finden, an die man erst im letzten Jahrzehnt denken konnte, nämlich als Abladeplatz für den

radioaktiven Atommüll der Atomkraftwerke⁽²²⁾. Diese gefährlichen Abfallstoffe werden augenblicklich zum Teil unterirdisch aufbewahrt, zum Teil im Meer versenkt, oder in mehrwandigen Behältern aufbewahrt. Das ruft eine gewisse Besorgnis hervor, besonders wenn man die Möglichkeit von Erd- und Seebeben in Betracht zieht. Es wäre wohl technisch nicht schwierig, die Abfallstoffe durch Bombenabwurf in eine gewisse Tiefe im Eis der Antarktis oder Grönlands zu versenken. Das erstere würde allerdings eine Änderung des internationalen Antarktisvertrages erfordern. Die Bomben würden vom ständigen Zuwachs begraben werden, möglicherweise mit anfänglicher Unterstützung durch Einschmelzen mit Hilfe der Wärmeentwicklung beim Zerfall der kurzlebigen Anteile. Die radioaktiven Substanzen würden in den großen Tiefen des Inlandeises für Jahrtausende aufbewahrt werden. Wenn das bewegte Eis sie schließlich freigäbe, würde ihre gefährliche Radioaktivität schon lange abgeklungen sein. Auf diese Weise würden die scheinbar nutzlosen größten Eiswüsten der Erde noch eine wesentliche Rolle für das Wohlergehen und die Sicherheit der Menschheit spielen können.

Literatur:

1. Albrecht, F.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Atmosphäre in verschiedenen Klimagebieten. Reichsamt für Wetterdienst, Abh., 8, 1940.
2. Bader, H.: The Greenland Ice Sheet. Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Cold Regions Science and Engineering, part 1, section 2. Hanover 1961.
3. Ball, F. K.: The katabatic winds of Adélie Land and King George V. Land. Tellus, 9, 1957, 281—8.
4. Benson, C. S.: Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet. U.S. Army Snow and Permafrost Research Establishment, Techn. Rep. 70, 1962. und: Physical Geography of Greenland, Folia Geographica Danica IX, 1961.
5. Cailleux, A.: Récents variations du niveau des mers. Bull. Soc. Géol. de France, sér. 6, II, 1952.
6. Dansgaard, W.: The isotopic composition of natural waters. Medd. om Grönland, 165, 2, 1961.
7. Deakin, G. E. R.: The southern oceans. In: M. W. Hill: The Sea II, 281—96. 1963.
8. Dunbar, M. J.: On the Bering Strait scheme. Polar Notes. Occasional Publ. Stefansson Collection 2, 1960, 1—17.
9. Georgi, J.: Die Absolutwerte der 1929/31 in Grönland ausgeführten Strahlungsmessungen. Polarforschung, 5, 1960, 58—63.
10. Gordienko, P. A. und Lakhtionov, A. F.: Die wichtigsten Ergebnisse der jüngsten ozeanographischen Forschungen im Nordpolarbecken, Peterm. Mitt. 105, 1961, 71—78.

11. Heezen, B. C., Tharp, M., Ewing, M.: The floor of the oceans. I. The North Atlantic. Geol. Soc. America. Special Papers 65, 1959, 1—122.
12. Holtzscherer, J. J. et Bauer, A.: Contribution à la connaissance de l'inlandsis du Groenland. Expéd. Pol. Franç. Résultats Scientifiques N III 2, N II 3. 1954.
13. Kosack, H.-P.: Die Antarktis. Heidelberg 1955.
14. Kosack, H.-P.: Die Höhenlage der antarktischen Eiskuppel. Polarforschung 5, 1960, 21—24.
15. Liestol, O.: The volume of ice in Antarctica. Norsk Polarinstitut, Arbek 1961.
16. Loewe, F.: Das grönländische Inlandeis nach neuen Feststellungen. Erdkunde 18, 1964.
17. Loewe, F.: Beiträge zum Massenhaushalt des antarktischen Inlandeises. Petermanns Mitt. 1961, 269—74.
18. Mackintosh, N. A.: The Antarctic Convergence. Discovery Reports 23, 1946, 177.
19. Meinardus, W.: Die zonale Verteilung der Luft- und Wassertemperatur. Deutsche Südpolarexpedition 3, 1923, 528—46.
20. Mellor, M.: The Antarctic ice sheet. Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Cold Regions Science and Engineering IB -1, 1961.
21. Nutt, D. C.: Significance and techniques in the study of inclusions in glacier ice. Polarforschung 5, 1961, 82—86.
22. Phibert, B.: Beseitigung radioaktiver Abfallsubstanzen in den Eiskappen der Erde. Schweiz. Zeitschrift f. Hydrologie 13, 1961, 263—84.
23. Prohaska, F.: Zur Frage der Klimaänderung in der Polarzone des Südatlantik. Archiv f. Meteorologie etc. B, 3, 1951, 72.
24. Prudhomme, A. et Valtat, B.: Les observations météorologiques en Terre Adélie. Analyse critique. Exp. Pol. Franç., 1957.
25. Rubin, M.: Atmospheric advection and the antarctic mass and heat budget. In: Antarctic Research. Am Geoph. Union Monograph 7, 1962.
26. Rubin, M. and Weyant, W. S.: Antarctic Meteorology, in: Antarctica. New Zealand Ant. Soc. 1964.
27. Sorge, E.: Glaziologische Untersuchungen in Eismitte. Wiss. Erg. d. Deutschen Grönlandexp. Alfred Wegener. Bd. 3, 1935.
28. Sverdrup, H. U.: The currents off the coast of Queen Maud Land. Norsk Geogr. Tidsskrift 19, 1953.
29. Thiel, E. C.: The amount of ice on planet earth. Am. Geoph. Union, Monograph 7, Antarctic Research. 1962.
30. Van Rooy, M. P.: Meteorology of the Antarctic Pretoria 1957.
31. Vowinckel, E. and Orvig, S.: Water balance and heat flow of the Arctic Ocean. Arctic 15, 1962, 205—23.
32. Maps: a) Antarctica 1:5 Mill. Am. Geogr. Soc. 1961.
b) Vinson Massiv. U.S. Geol. Survey. 1:250 000 Reconnaissance Series 1962.

Polarforschung und Wettersatelliten

Von G. Warnecke,

z. Z. am Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Maryland *)

Mit dem erfolgreichen Start des ersten Wettersatelliten im Rahmen des TIROS-Experiments (*Television and Infrared Radiation Observation Satellite*) begann im Jahre 1960 ein neues Zeitalter meteorologischer Beobachtung und Forschung; denn die im Laufe der folgenden Jahre gestarteten weiteren sieben TIROS-Satelliten haben der atmosphärischen Physik ein überaus reichhaltiges Beobachtungsmaterial geliefert, dessen Verwendungsmöglichkeit von der aktuellen, praktischen Anwendung in der Wettervorhersage bis zur globalen Erforschung einzelner Komponenten des atmosphärischen Strahlungshaushalts reicht.

Die auf annähernd kreisförmigen Bahnen die Erde umlaufenden künstlichen Erdsatelliten stellen Observatorien dar, die nach genau vorherbestimmtem Plan Messungen der von der Erdoberfläche bzw. von der unterhalb des Satelliten befindlichen Atmo-

sphäre ausgehenden Strahlung in maximal fünf verschiedenen Bereichen des Spektrums vornehmen und außerdem die Erde mit zwei Fernsehkameras beobachten. Infolge der Eigenrotation des Satelliten werden mit den Meßgeräten weite Gebiete linienweise abgetastet und analog registriert, so daß die Zusammensetzung der Abtastlinien nachher eine Darstellung in Karten erlaubt, wobei aber die Liniendichte der Radiometermessungen wesentlich geringer ist, als bei konventionellen Fernsehbildern. Infolge der Erddrehung verschiebt sich die Umlaufbahn des Satelliten gegenüber der Erdoberfläche stetig, so daß ständig andere, meist aber gut aneinander anschließende Gebiete beobachtet werden. Dadurch erhält man mit einem Satelliten innerhalb weniger Umläufe Beobachtungsdaten für Bereiche kontinentalen Ausmaßes. Bis zum Februar 1963 hatten die TIROS-Satelliten insgesamt 168 148

*) Dr. Günter Warnecke, 1 Berlin 37, Siepesteig 14a