

DIE WISSENSCHAFT

Herausgeber PROF. DR. WILHELM WESTPHAL

BAND 92

Artur Wagner

Klimaänderungen und Klimaschwankungen



35 Abbildungen

Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH

ISBN 978-3-663-00712-8 ISBN 978-3-663-02625-9 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-663-02625-9

Alle Rechte vorbehalten

Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1940

Vorwort

Seit Beginn unseres Jahrhunderts wird eine Änderung verschiedener Klimatelemente immer auffälliger. Es scheint an der Zeit, die zahlreichen Einzelarbeiten, welche kleinere Gebiete der Erde und einzelne Klimatelemente oder kürzere Zeitintervalle betreffen, zusammenzufassen und die Ergebnisse übersichtlich darzustellen. So gelangt man zur einwandfreien Feststellung, daß das, was man im landläufigen Sinne als Klima bezeichnet, nichts Unveränderliches ist, sondern recht merklichen Abwandlungen im Laufe von Jahrzehnten oder Jahrhunderten unterworfen ist.

Noch überzeugender vielleicht als die trockenen Zahlen für die Klimatelemente wirken Veränderungen in der Natur, weil diese ohne jedes Hilfsmittel sinnfällig werden, also nicht als Scheinergebnis aufgefaßt werden können, bedingt durch irgendwelche Mängel der Meßmethoden: Die Eisbedeckung der Meere in hohen Breiten nimmt ebenso ab wie die der hohen Gebirge auf der ganzen Erde, die Temperatur des Meerwassers und des festen Bodens nimmt zu, ja sogar im Tier- und Pflanzenleben lassen sich bereits eindrucksvolle Änderungen nachweisen.

Alle diese Einzelergebnisse passen ausgezeichnet in das Bild einer schon seit Beginn des 19. Jahrhunderts allmählich zunehmenden Intensität der allgemeinen Zirkulation; während aber diese Zunahme als solche feststeht, lassen sich über die Ursache dieser großzügigen Veränderung derzeit nur Vermutungen aussprechen; auch kann nicht angegeben werden, in welchem Sinne sich das Klima in nächster Zukunft ändern wird.

Es scheint auch lohnend, die viel gewaltigeren Klimaänderungen in der postglazialen Zeit und während der Eiszeit einer zusammenfassenden Diskussion vom meteorologischen Standpunkt zu unterziehen. Wohl sind diese beiden Fragen in dem ausgezeichneten Buche von Köppen-Wegener: „Die Klimate der geologischen Vorzeit“, eingehend behandelt worden, aber seit der Veröffentlichung dieses Buches ist viel Neues, vor allem über die Methode der Pollenanalyse sowie über die Beurteilung von Bändertonen erschienen, so daß eine neue zusammenfassende Bearbeitung erwünscht schien.

Was die Eiszeiten betrifft, so steht das Buch von Köppen-Wegener ebenso wie die einschlägigen Kapitel in den neu erscheinenden Hand-

IV

büchern der Klimatologie und der Geophysik völlig und ausschließlich auf dem Boden der Strahlungskurve von Milankovitch und der Polbewegung, trotzdem sich Geographen und Glaziologen gegenüber dieser Theorie vielfach ablehnend verhalten. So war es notwendig, neben dieser Theorie auch andere kritisch zu prüfen und — nachdem gegen alle diese schwere Bedenken zu erheben sind —, den Versuch einer neuen Erklärung zu machen. Erst eine Diskussion der vorgebrachten Argumente durch Vertreter verschiedener Fachgebiete wird zeigen, inwieweit dieser Erklärungsversuch eher zu befriedigen vermag als die bisherigen Theorien.

Den Abschluß bildet eine kritische Besprechung der Periodenforschung als solcher sowie einiger Klimaperioden, die in der Literatur zumeist als „bewiesen“ bezeichnet werden. Wenn auch die Ergebnisse dieser Besprechung sehr dürftig sind und — abgesehen von der 11 jährigen Klimaschwankung — nur wenige triftige Argumente zu ihren Gunsten vorgebracht werden können, so scheint es doch gerade für die vielen Periodenforscher zweckmäßig, auf die großen Schwierigkeiten hinzuweisen, welche einer Anerkennung solcher Perioden entgegenstehen, solange keine physikalische Ursache glaubhaft gemacht werden kann.

Bei der Abfassung derjenigen Abschnitte, deren Probleme vom meteorologischen Standpunkt allein nicht gelöst werden können, erfreute ich mich der tatkräftigen Unterstützung durch Vertreter der einschlägigen Fächer. Den Kollegen H. Kinzl (Geographie), R. v. Klebelsberg (Geologie), A. Sperlich (Botanik) und O. Steinböck (Zoologie) danke ich für manchen guten Rat und für Hinweise auf mir unbekannt gebliebene Literatur; Herrn v. Klebelsberg im besonderen für die Durchsicht des Abschnittes „Quartäre Eiszeit“ und den Herren H. Kinzl sowie K. Troll (Bonn) für die Überlassung je eines Lichtbildes.

Insbruck, im Februar 1940.

Prof. Dr. A. WAGNER,

Vorstand des Instituts für kosmische Physik.

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|--|-------|
| I. Nachweis von Klimaschwankungen aus meteorologischen Aufzeichnungen | 1 |
| 1. Begriff von Klimaänderungen und Klimaschwankungen | 1 |
| 2. Klima eine Zeitfunktion; wissenschaftliche und praktische Bedeutung der Erforschung von Klimaschwankungen | 2 |
| 3. Lange meteorologische Beobachtungsreihen auf Grund von Instrumenten | 6 |
| 4. Säkulare Änderung der Jahresschwankung und des Jahresmittels der Temperatur | 7 |
| 5. Zunahme der allgemeinen Zirkulation 1886—1895 bis 1910—1920 | 17 |
| a) Luftdruck | 18 |
| b) Jahresmittel der Temperatur | 19 |
| c) Jahresschwankung der Temperatur | 20 |
| d) Niederschlag | 21 |
| 6. Anomalien von Temperatur, Druck und Niederschlag im Dezzennium 1921—1930 | 22 |
| 7. Abschluß der Periode erhöhter Zirkulation? | 27 |
| 8. Die gegenwärtige Klimaschwankung in den Vereinigten Staaten von Nordamerika | 31 |
| 9. Zeitliche Änderungen von anderen Klimafaktoren | 35 |
| a) Sonnenschein | 36 |
| b) Barometrische Unruhe | 37 |
| c) Meridionales Druckgefälle im Nordatlantik | 37 |
| 10. Mögliche Ursachen der Klimaänderung seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts | 37 |
| II. Rückwirkung der Klimaschwankungen auf andere Naturerscheinungen; indirekte Zeugen von Klimaschwankungen in historischer Zeit | 45 |
| 1. Rückgang der Eisbedeckung im Nördlichen Eismeer | 46 |
| 2. Erwärmung des Meerwassers in der letzten Zeit | 48 |
| 3. Säkulare Änderung in der Verbreitung der Seefische | 52 |
| 4. Säkulare Änderung der Bodentemperatur | 54 |
| 5. Gletscherschwankungen in historischer Zeit | 54 |
| a) Bedeutung der Gletscherschwankungen für den Wasserabfluß | 55 |
| b) Gletschermessungen | 56 |
| c) Höchststände der Gletscher in den Alpen | 58 |

| | Seite |
|--|-------|
| d) Historische Berichte aus den Westalpen | 63 |
| e) Historische Berichte aus den Ostalpen | 64 |
| f) Änderung der Schneegrenze in den Alpen | 65 |
| g) Gletscherschwankungen in anderen Gebirgen | 66 |
| 6. Zusammenhang zwischen Gletscherschwankungen und Klimaschwankungen | 70 |
| 7. Seen und Flüsse in ihrer Abhängigkeit von Klimaschwankungen | 75 |
| a) Allgemeines | 75 |
| b) Abflußlose Seen | 78 |
| c) Seen mit Abfluß | 83 |
| d) Flüsse | 84 |
| e) Eisfreie Zeit von Flüssen und Seen | 86 |
| 8. Historische Klimazeugen seit Beginn unserer Zeitrechnung | 87 |
| 9. Baumringe als Klimazeugen | 95 |
| 10. Zur Frage einer einsinnigen Klimaänderung..... | 101 |
| III. Die postglaziale Zeit..... | 106 |
| 1. Allgemeines | 106 |
| 2. Warven, Äser, Endmoränen und Wintermoränen | 107 |
| 3. Landhebungen und -senkungen | 113 |
| 4. Pollenanalyse | 114 |
| 5. Vegetationsfolge | 117 |
| 6. Der Grenzhorizont | 122 |
| 7. Die postglaziale Klimaschwankung | 125 |
| IV. Die quartäre Eiszeit | 132 |
| 1. Gliederung der Eiszeit | 132 |
| 2. Klima während der Eiszeit..... | 139 |
| 3. Eiszeittheorien, Allgemeines | 145 |
| 4. Eiszeittheorie von Spitaler-Milankovitch-Köppen | 150 |
| 5. Eiszeiten in der Antarktis | 158 |
| 6. Eiszeittheorie von G. C. Simpson | 160 |
| 7. Die Möglichkeit eisfreier Polarmeere | 164 |
| 8. Versuch einer neuen Erklärung der Eiszeiten | 167 |
| V. Klimaperioden | 177 |
| 1. Allgemeines | 177 |
| 2. Rechenmethoden | 180 |
| 3. Die 11 jährige Sonnenfleckperiode | 187 |
| 4. Die Brücknersche 35jährige Klimaschwankung | 192 |
| 5. Die 16jährige Periode | 199 |
| 6. Die 3jährige Periode | 204 |

I. Nachweis von Klimaschwankungen aus meteorologischen Aufzeichnungen

1. Begriff von Klimaänderungen und Klimaschwankungen

In den Lehrbüchern über Klimatologie und Meteorologie wird — vor allem auch von J. v. Hann — ein grundsätzlicher Unterschied zwischen Klimaänderungen und Klimaschwankungen gemacht. Als erstere werden Änderungen bezeichnet, die im gleichen Sinne seit Beginn der Zeit, aus welcher Nachrichten oder sonstige Feststellungen vorliegen, bis in die Gegenwart fortschreiten. Von Klimaschwankungen wird gesprochen, wenn einsinnige Abweichungen von einem Mittelwert nur für eine gewisse Zeit andauern, um dann wieder von entgegengesetzten Abweichungen abgelöst zu werden. Klimaschwankungen sind also jene zeitlichen Änderungen des Klimas, die rhythmisch, vielleicht auch periodisch erfolgen; aber eine grundsätzliche Unterscheidung läßt sich kaum begründen.

Überblickt man nämlich die Änderungen seit der geologischen Vorzeit, dann stellen sogar die Eiszeiten nur Klimaschwankungen dar, weil sie nur Unterbrechungen wärmerer Perioden sind. Zum selben Ergebnis gelangt man auch für die kurze Spanne der historischen Zeit, etwa beim Vergleich der Gegenwart mit dem klassischen Altertum; wenigstens zwingt keinerlei historisches Zeugnis zur Annahme einer durch ein oder zwei Jahrtausende anhaltenden einsinnigen Klimaänderung. Eine solche einsinnige Änderung muß nur für die erste Zeit der Erdgeschichte angenommen werden, als die Erdoberfläche nach der Erstarrung noch heiß war und sich allmählich abkühlte.

So erübrigt sich eigentlich die Frage nach Klimaänderungen im strengen Sinne und dementsprechend könnte hier nur von Klimaschwankungen gesprochen werden. Der allgemeine Sprachgebrauch aber versteht unter einer Schwankung eine Erscheinung, deren Rhythmus man wenigstens während eines ganzen Umlaufs überschauen kann. Von einer Klimaänderung wird also der Laie dann sprechen, wenn eine solche mindestens ein Menschenalter hindurch im selben Sinne anhält, also etwa 50 Jahre. Der Fachmann aber, der auf Grund von Aufzeichnungen aus früherer Zeit einen viel größeren Zeitraum überblicken kann, wird geneigt sein, auch Rhythmen mit einer wesentlich größeren Perioden-

dauer als Schwankung zu bezeichnen. So läßt sich kaum eine scharfe, naturgegebene Grenze zwischen Klimaschwankung und Klimaänderung ziehen, und im folgenden soll nur ganz allgemein von relativ kurzfristigen Schwankungen und langandauernden Änderungen gesprochen werden.

Bei einer zeitlichen Änderung von Mittelwerten erhebt sich aber sogleich die Frage, ob die Änderungen reell sind, d. h. ob zu ihrer Erklärung eine bestimmte äußere Ursache anzunehmen ist; denn bereits die natürliche Streuung der Einzelwerte bedingt, daß zwei aufeinanderfolgende Mittelwerte nur ganz ausnahmsweise einander gleich sind. Hier gestattet die Wahrscheinlichkeitsrechnung zu beurteilen, mit welcher Wahrscheinlichkeit bei zufälliger Anordnung der Einzelwerte ein Unterschied bestimmter Größe zwischen zwei aufeinanderfolgenden Mittelwerten zu erwarten ist. Ist für eine beobachtete Änderung die Zufallswahrscheinlichkeit sehr klein, dann kommt die Wahrscheinlichkeit, daß man es mit einer realen Änderung zu tun hat, der Einheit nahe. Wie klein aber diese Zufallswahrscheinlichkeit sein muß, daß man berechtigterweise von einer realen Änderung sprechen darf, läßt sich nicht angeben, das bleibt vielmehr der Beurteilung des einzelnen überlassen. Immerhin wird man bei Abweichungen von Dezenniemitteln, wenn deren Zufallswahrscheinlichkeit etwa kleiner als 0,001 ist, vernünftigerweise nach einer äußeren Ursache suchen. Läßt sich eine solche glaubhaft machen, dann erscheint die Annahme einer Klimaänderung hinreichend begründet.

Die im folgenden zu besprechende Klimaänderung des letzten Jahrhunderts ist so ausgeprägt, daß ein Spiel des Zufalls gewiß nicht in Frage kommt. Zur vorläufigen Beurteilung sei nur erwähnt, daß K. Kirde (1) aus dem Unterschied der Häufigkeitsverteilung von Tagestemperaturen während der letzten Dezennien einerseits, der früheren Zeit andererseits Wahrscheinlichkeitswerte für die Zufallsverteilung erhält, die für einzelne Stationen und Monate nach dem Dezimalpunkt 50 bis 70 Nullen aufweisen. Wenn auch wegen der Erhaltungstendenz der Witterung die Einzelwerte nicht als unabhängig voneinander angesehen werden dürfen, so daß diese berechneten Wahrscheinlichkeitswerte erheblich zu klein sind, so sind sie jedenfalls auch in Wirklichkeit so klein, daß sie praktisch als Null gewertet werden können.

2. Klima eine Zeitfunktion; wissenschaftliche und praktische Bedeutung der Erforschung von Klimaschwankungen

Eine wesentliche Grundlage für die Klimatologie in ihrer derzeitigen Darstellung besteht in der Voraussetzung, daß allfällige säkulare Schwan-

kungen unmerklich sind. Nur dann hat der Mittelwert an sich eine Bedeutung, nur dann gibt der aus der Streuung der Einzelwerte zu ermittelnde wahrscheinliche Fehler des Mittels ein Maß dafür, mit welcher Genauigkeit der fragliche Mittelwert als richtig anzusehen ist, und nur dann kann man die Wahrscheinlichkeit angeben, mit welcher für die Zukunft eine Abweichung bestimmter Größe zu erwarten ist.

Falls sich aber langjährige Schwankungen nachweisen lassen, deren Ausmaß den wahrscheinlichen Fehler des Mittels erheblich übersteigt, dann hat der Mittelwert an sich keine Berechtigung mehr, sondern nur der auf eine bestimmte Epoche bezogene. Diese Betrachtungsweise ist in der Lehre des Erdmagnetismus, bei welchem die säkularen Änderungen allerdings sehr erhebliche Beträge erreichen, schon seit langem selbstverständlich.

J. v. Hann, der Altmeister der Klimatologie, hat gewiß erkannt, welche Schwierigkeiten und welche Vermehrung der Rechenarbeit für die Klimatologie entstehen würden, wenn ein merkliches Zeitglied, eine merkliche säkulare Änderung festzustellen wäre. Mit großer Festigkeit hat er wiederholt den Standpunkt vertreten, daß gleichsinnige Änderungen irgendeines meteorologischen Elementes durch längere Zeit hindurch in historischer Zeit in keinem Gebiete der Erde nachgewiesen werden konnten. So sagt er (2): „Die längsten und besten Beobachtungsreihen der Temperatur geben keine Veranlassung, eine Änderung der Jahresmittel der Temperatur oder auch eine Änderung des Charakters der jährlichen Periode anzunehmen. Es zeigt sich weder eine Abnahme noch eine Zunahme der mittleren Jahrestemperatur in den letzten zwei Jahrhunderten; auch alle indirekten Zeugnisse sprechen zumeist dafür, daß in historischer Zeit überhaupt keine fortschreitende Änderung der Jahrestemperatur angenommen werden dürfte.“

In diesem und im Abschnitt II wird eingehend gezeigt werden, daß dieser Satz, der auch in die eben erscheinende 5. Auflage des Lehrbuches der Meteorologie von J. v. Hann übernommen wurde, nicht mehr aufrechterhalten werden kann.

Wohl hat J. v. Hann die Notwendigkeit betont, zur Darstellung eines meteorologischen Elementes alle verfügbaren Reihen auf dieselbe Periode zu reduzieren, aber nicht so sehr deshalb, weil etwa zwei 50jährige Reihen verschiedener Epochen einen nicht zu vernachlässigenden Unterschied aufweisen würden, sondern vor allem, um kurze, in ihren Mittelwerten noch unsichere Reihen durch Reduktion auf lange Reihen zu sichern. Gewiß war der Standpunkt J. v. Hanns gerechtfertigt, denn bis gegen das Ende des 19. Jahrhunderts war eine etwaige säkulare Schwankung so wenig auffällig, daß keine Notwendigkeit bestand, auf

eine solche Rücksicht zu nehmen; so wurde an dieser Ansicht von der wesentlichen Konstanz des Klimas bis zum Beginn unseres Jahrhunderts allgemein festgehalten. Seither aber haben sich immer mehr Anzeichen dafür ergeben, daß das Klima größerer Gebiete der Erde — vielleicht der ganzen Erde — sehr merklichen, langdauernden Änderungen unterliegt. A. Schmauss (3) spricht geradezu von einer „Klimaverwerfung“ um die Jahrhundertwende; wie deutlich dieselbe in Europa ausgesprochen ist, möge vorläufig durch einige Zahlenwerte von W. Naegler (4) illustriert werden. Im Mittel von sieben Orten in Deutschland mit sehr langen Temperaturreihen beträgt die Abweichung der mittleren Jahrestemperatur vom langjährigen Mittel ($^{\circ}\text{C}$):

| | | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1891—1895 | 1896—1900 | 1901—1905 | 1906—1910 | 1911—1915 |
| — 0,29 | + 0,29 | + 0,27 | + 0,27 | + 0,51 |
| 1916—1920 | 1921—1925 | 1926—1930 | 1931—1935 | |
| + 0,40 | + 0,34 | + 0,50 | + 0,61 | |

Ganz ähnlich sind die Zahlen, welche W. Köppen (5) im Mittel von 19 Orten Mitteleuropas als Abweichungen von mindestens 50jährigen Mittelwerten erhält:

| | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1901—1905 | 1906—1910 | 1911—1915 | 1916—1920 |
| + 0,10 | + 0,02 | + 0,40 | + 0,24 |
| 1921—1925 | 1926—1930 | 1931—1935 | |
| + 0,18 | + 0,46 | + 0,50 | |

Nähere Untersuchungen haben weiter gezeigt, daß sich eine solche einsinnige Änderung nicht auf die letzten Dezennien beschränkt, sondern daß — wenigstens in den Gebieten, aus welchen wir über genügend lange Beobachtungsreihen verfügen — eine solche Änderung schon seit mehr als 100 Jahren im Gange ist, wenn man von kürzeren Wellen der Temperaturkurve absieht.

So muß heute wohl anerkannt werden, daß das Klima auch der Jetztzeit eine Zeitfunktion ist, daß also das Ideal einer Klimadarstellung nicht durch möglichst langjährige, vielleicht 100jährige Mittelwerte erreicht wird, sondern durch zwar kürzere, aber für das ganze betrachtete Gebiet der Erde synchrone Beobachtungsreihen. Es hat ja wenig Zweck, wenn z. B. durch ein oder zwei Jahrzehnte hindurch Jahr für Jahr gesagt werden muß, daß ein Klimafaktor dauernd im selben Sinne vom Normalwert abweicht; so wurde in Wien der 150jährige Durchschnitt der Jahresschwankung der Temperatur in den 26 Jahren 1902—1927 nur ein einziges Mal (1917) erreicht, alle übrigen 25 Jahre hatten eine unternormale Jahresschwankung (6). Auch die internationale Klimakommission hat den einzelnen Landesnetzen empfohlen, für etwaige

neue Klimatographien nicht möglichst langjährige Beobachtungen zugrunde zu legen, sondern einheitlich den 30jährigen Zeitraum 1901—1930.

Eine solche einheitliche Klimadarstellung für kürzere Zeiträume hätte zweierlei Bedeutung: Wenn einmal für die ganze Erde einheitliche Klimabearbeitungen für eine Reihe von verschiedenen Epochen vorliegen werden, dann wird man aus der gesetzmäßigen Verteilung der Klimaänderungen über der ganzen Erde von Epoche zu Epoche viel klarer als jetzt die Dynamik des Klimas, das Ineinandergreifen der verschiedenen Ursachen, wie allgemeine Zirkulation, Meeresströmungen, orographische Einflüsse, Änderung der Einstrahlung und Ausstrahlung, erfassen können. In allen Naturwissenschaften gilt ja der allgemeine Forschungsgrundsatz, daß man nur aus zeitlichen und örtlichen Änderungen einer Erscheinung ihre Gesetzmäßigkeit erkennen kann. Schon heute steht fest, daß solche auf einem großen Teil der Erde oder auf der ganzen Erde auftretenden Klimaschwankungen nicht das Spiel des Zufalls sein können, also nicht auf verschiedene kleine Ursachen zurückzuführen sind, die man von vornherein nicht überschauen kann; vielmehr konnten bereits aus solchen Klimaschwankungen Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden, welche die Frage nach einer bestimmten Ursache nahelegen, die Einsatz und Ablauf einer Klimaschwankung regelt.

Gegenwärtig wird der Einfluß der geographischen Lage (Breite, Seehöhe, Lage zum Meer und zum Gebirge) lediglich aus dem Vergleich verschieden gelegener Orte abgeleitet und gibt daher nur darüber Auskunft, wie groß diese Unterschiede unter den gegenwärtigen Verhältnissen sind, also bei gegebenem Wärmeumsatz und bei gegebener Intensität der allgemeinen Zirkulation; noch wenig untersucht ist aber die Frage, wie sich die Verteilung der Klimate auf der Erde oder auch auf einem kleinen Gebiet derselben ändert, wenn eine einheitliche Änderung der maßgebenden Ursachen eintritt. Die Art, wie einzelne Elemente der geographischen Lage, z. B. ein bestimmter Gebirgszug, auf allgemeine Schwankungen des Klimas einwirken, ließe den Einfluß, welchen dieser Faktor für das Klima seiner engeren Umgebung überhaupt hat, besser erkennen.

Die weitere Bedeutung solcher Untersuchungen von Klimaschwankungen der Jetztzeit liegt ganz auf praktischem Gebiet: Es handelt sich darum festzustellen, ob und inwieweit sich Klimaschwankungen auch auf andere Erscheinungen in der Natur auswirken, oder umgekehrt, inwieweit Änderungen in der Natur auf Klimaschwankungen zurückgeführt werden können. Als Beispiele seien genannt die sinnfälligen Gletscherschwankungen der Jetztzeit, die Schwankung in der Eis-

bedeckung der Meere höherer Breiten, zeitliche Unterschiede im Auftreten von Pflanzenschädlingen, Ergiebigkeit von Getreidearten und vieles andere. Vielfach ist die Frage erörtert worden, ob die Entwicklung des Menschengeschlechtes, die Verschiebung des Schwerpunktes der menschlichen Kultur, die Völkerwanderungen nicht letzten Endes auf Klimaschwankungen zurückzuführen sind.

Auch für technische Fragen haben Klimaschwankungen eine ganz besondere Bedeutung: Wenn z. B. ein Kraftwerk auf Grund eines etwa 30jährigen Mittels des Wasserabflusses geplant wird, so erhebt sich die Frage, mit welcher Wahrscheinlichkeit bestimmte Abweichungen von der mittleren Wassermenge in Zukunft zu erwarten sind. Diese Frage kann zwar unter Voraussetzung eines konstanten Klimas mit Hilfe der Wahrscheinlichkeitsrechnung aus der mittleren Streuung, aus der Änderung der Werte von Jahr zu Jahr beantwortet werden; steht aber die Existenz von Klimaschwankungen außer Frage, dann werden für die Zukunft viel größere Abweichungen vom gegenwärtigen Mittel in Betracht gezogen werden müssen als die mittlere Streuung erwarten läßt.

3. Lange meteorologische Beobachtungsreihen auf Grund von Instrumenten

Meteorologische Beobachtungsreihen auf Grund von Instrumenten reichen zurück bis zum Anfang des 18. Jahrhunderts; jedoch sind die Beobachtungen bis über die Mitte dieses Jahrhunderts hinaus zumeist lückenhaft und die Einzelreihen nicht streng vergleichbar. Nachstehend sind die wichtigsten bis vor 1800 zurückreichenden meteorologischen Beobachtungsreihen zusammengestellt (b = Luftdruck, t = Temperatur, N = Niederschlag; die Zahlen bedeuten das erste Beobachtungsjahr):

1. Paris, b 1763, t 1757, N 1806, N -Tage 1752.
2. London, 1763.
3. Edinburg, 1764.
4. Petersburg, t 1743.
5. Stockholm, t 1756, Gewitter 1730.
6. Kopenhagen, 1768.
7. Berlin, t 1719, N 1728.
8. Basel, 1755.
9. Wien, 1775.
10. Turin, 1753.
11. Lund, 1753.
12. Mailand, t 1763, N 1764.

13. Padua, 1725.
14. Rom, *N* 1782.
15. New Haven, Nordamerika, 1779.
16. Zwanenburg, Holland, *t* 1743.
17. Wilna, *t* 1781.

Für die Reihen 1—15 findet man den Ort der Veröffentlichung und sonstige Literaturangaben im Handbuch der Klimatologie von J. v. Hann, 4. Aufl., herausgegeben von K. Knoch, Bd. I, S. 387. Die Reihen 6, 7, 9, 12, 14, 15 und 17 sind auch in den World Weather Records (7) aufgenommen; der erste Band enthält die Monats- und Jahresmittel bis zum Jahre 1920, der zweite die Jahre 1921—1930. Dieses grundlegende, aus internationaler Zusammenarbeit entstandene Werk enthält für 461 über die ganze Erde verteilte Landstationen die verfügbaren Beobachtungsreihen von Luftdruck, Temperatur und Niederschlag in Monats- und Jahresmitteln.

4. Säkulare Änderung der Jahresschwankung und des Jahresmittels der Temperatur

Auf Grund von meteorologischen Beobachtungen machte erstmalig G. Hellmann in einer Reihe von Arbeiten (8) die Existenz einer auffälligen langjährigen Klimaschwankung wahrscheinlich, und zwar zeigte er mit Hilfe der Temperaturreihe von Berlin 1769—1916, daß die strengen Winter früher viel häufiger waren als später. Hellmann benutzte als Charakterzahlen für strenge Winter die Summe aller Tagesmittel der Temperatur unter 0°C in den 151 Tagen 1. November bis 31. März.

In den 58 Jahren 1788—1845 gab es 17 sehr strenge Winter mit einer negativen Temperatursumme von mindestens 320°, in den 61 Jahren 1846—1916 aber nur 6. Die sieben sehr strengen Winter, in denen das Tagesmittel der Temperatur unter —20° herabging, gehören alle einer früheren Periode an, seit 1858 ist in Berlin ein so niedriges Tagesmittel erst nach 1916, nämlich im Winter 1928/29 beobachtet worden. Umgekehrt verhalten sich die sehr milden Winter (mit einer Summe der positiven Tagesmittel von mindestens 240°): In den ersten 75 Jahren kamen 8 solcher Winter vor, in der zweiten Hälfte der Beobachtungsreihe dagegen 19.

Bei allen Untersuchungen einer etwaigen säkularen Änderung könnte man den Einwand vorbringen, daß die alten Aufzeichnungen nicht verläßlich waren, die Instrumente vielleicht mit einer veränderlichen

Korrektur behaftet gewesen seien, oder daß sich der Einfluß der Umgebung geändert habe (wachsende Stadt). Es scheint daher am zweckmäßigsten, von der Jahresschwankung der Temperatur auszugehen, bei welcher sich derartige Fehlereinflüsse zum großen Teil herausheben.

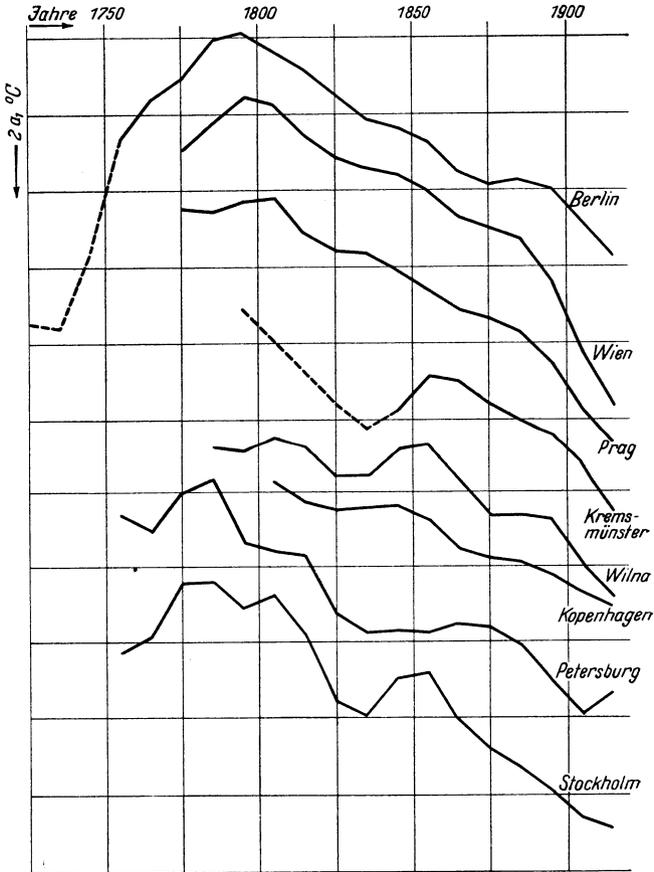


Abb. 1. Zeitliche Änderung der ganzjährigen Temperaturschwankung $2a$.
Ordinatenabstand = 10°C

Eine solche Untersuchung hat A. Wagner (6) an Hand zahlreicher, weit zurückreichender Beobachtungsreihen von Europa durchgeführt und eine recht beträchtliche einsinnige Änderung aufgezeigt, die bis etwa 1800 zurückgeht. Das Hauptergebnis ist in Abb. 1 dargestellt:

Für die einzelnen Dezennien wurde der jährliche Temperaturgang in Sinusreihen entwickelt und die Amplitude der ganzjährigen Schwankung ($2a_1$) für die aufeinanderfolgenden Dezennien nach der Formel $(a + 2b + c) : 4$ etwas ausgeglichen. Nach der Abb. 1 nimmt der ausgeglichene Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat z. B. in Berlin vom Dezennium 1791—1800 um volle 3°C bis 1920 ab, nämlich von $21,5^{\circ}$ auf $18,5^{\circ}$; in Wien beträgt diese zeitliche Abnahme sogar 4° und ähnlich verhalten sich auch die nördlichen Stationen Kopenhagen, Petersburg und Stockholm wie auch verschiedene andere untersuchte Stationen, die in Abb. 1 nicht aufgenommen sind.

Die nähere Prüfung ergab, daß die höchsten und tiefsten Werte der Jahresamplitude nicht überall gleichzeitig eintraten, sondern daß sich dieser Zeitpunkt gegen Süden etwas verspätete; für die Epoche 1820 lag das Kerngebiet raschster Abnahme etwa zwischen Berlin und Stockholm, in der Epoche 1860 in der Breite von Prag—Frankfurt a. Main und schließlich in der Epoche 1902 am Nordrand der Alpen. In Italien (Rom + Turin) beginnt die Abnahme der Jahresschwankung erst um 1870.

Für ein viel größeres Gebiet der Erde hat vor kurzem K. Kirde (1) den Nachweis erbracht, daß die Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur seit einer Reihe von Jahrzehnten eine fast universelle Erscheinung für die ganze nördliche Halbkugel darstellt. Er untersuchte 45 über die nördliche Halbkugel verteilte Stationen mit mindestens 50jährigen Beobachtungsreihen und berechnete die Temperaturänderungen für die einzelnen Kalendermonate im Mittel der zweiten Hälfte der Beobachtungsreihe gegenüber der ersten. Im Mittel aller Stationen sind es die 30 Jahre 1903—1932, welche mit den 30 Jahren 1873—1902 verglichen werden, doch schwankt der Beginn der verfügbaren Beobachtungsreihen von Station zu Station ziemlich stark, so daß ein strenger Vergleich leider nicht möglich ist. In Tabelle 1 sind aus den Zahlenwerten von Kirde Jahreszeiten- und Jahres-Mittel für 33 Stationen berechnet worden. (Ausgelassen wurden nur Stationen, die in der Nähe einer anderen liegen.)

Aus der letzten Kolonne der Tabelle 1 ersieht man, daß bei den meisten Stationen die Differenz Sommer—Winter kleiner geworden ist, und zwar vor allem in den kontinentalen Gebieten Europas und Nordamerikas. Ausnahmsgebiete finden sich nur am Nordrand Sibiriens (Turukhansk und Werchojansk), an der W-Küste Nordamerikas (Portland, San Franzisko und San Diego) sowie in Bombay. Für Batavia (südliche Breiten) wurde der Winter aus den Monaten Juni bis August, der Sommer aus Dezember bis Februar gebildet.

Tabelle 1. Temperaturänderung: (1903—1932)—(1873—1902) in °C

| Station | φ^0 | λ^0 | Wi. | Fr. | So. | He. | Jahr | So.-Wi. |
|----------------|-------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| Tartu..... | 58,4 N | 26,7 E | + 0,9 | + 1,4 | - 0,8 | + 0,5 | + 0,3 | - 1,7 |
| Haparanda ... | 65,8 N | 24,2 E | + 2,4 | + 2,3 | + 0,6 | + 0,4 | + 1,0 | - 1,8 |
| Vardö | 70,4 N | 31,1 E | + 1,8 | + 0,7 | + 0,6 | + 0,7 | + 0,8 | - 1,2 |
| Bergen | 60,4 N | 5,3 E | + 2,1 | + 1,0 | - 0,6 | + 0,6 | + 0,6 | - 2,7 |
| Hamburg | 53,6 N | 10,0 E | + 1,8 | + 1,4 | + 0,3 | + 0,2 | + 0,7 | - 1,5 |
| München | 48,2 N | 11,6 E | + 3,0 | + 1,8 | + 0,3 | + 1,2 | + 1,3 | - 2,7 |
| Aberdeen | 57,2 N | 2,1 W | + 1,1 | + 0,3 | - 0,1 | + 0,4 | + 0,4 | - 1,2 |
| Valencia | 51,9 N | 10,3 W | - 0,1 | - 0,5 | - 0,3 | - 0,5 | - 0,3 | - 0,2 |
| San Fernando. | 36,5 N | 6,2 W | + 0,3 | + 0,2 | + 0,2 | + 0,7 | + 0,3 | - 0,1 |
| Punta Delgada | 37,7 N | 25,7 W | + 0,2 | - 0,9 | - 1,5 | - 0,7 | - 0,6 | - 1,7 |
| Wien | 48,3 N | 16,4 E | + 2,4 | + 1,1 | + 0,4 | + 0,2 | + 0,8 | - 2,0 |
| Budapest | 47,5 N | 19,0 E | + 3,1 | + 1,6 | + 0,9 | + 1,1 | + 1,5 | - 2,2 |
| Mailand | 45,5 N | 9,3 E | + 2,0 | + 1,2 | + 0,6 | + 1,2 | + 1,1 | - 1,4 |
| Warschau | 52,2 N | 21,0 E | + 2,1 | + 1,9 | - 1,3 | - 0,1 | + 0,3 | - 3,4 |
| Moskau | 55,8 N | 37,6 E | + 0,3 | + 0,6 | - 1,4 | + 0,4 | - 0,2 | - 1,7 |
| Sverdlovsk ... | 56,8 N | 60,6 E | + 1,9 | + 0,8 | - 0,1 | + 0,6 | + 0,7 | - 2,0 |
| Bogoslavsk ... | 59,8 N | 60,0 E | + 0,7 | + 1,1 | + 0,2 | + 0,7 | + 0,5 | - 0,5 |
| Barnaul | 53,3 N | 83,8 E | + 2,1 | + 0,7 | - 0,3 | + 0,5 | + 0,6 | - 2,4 |
| Turukhansk ... | 65,9 N | 87,6 E | + 0,8 | - 0,4 | + 1,2 | + 2,6 | + 1,1 | + 0,4 |
| Werchojansk . | 67,6 N | 133,4 E | + 1,8 | + 2,0 | + 2,5 | + 1,8 | + 1,7 | + 0,7 |
| Thorshavn ... | 62,0 N | 6,8 W | 0,0 | - 0,9 | - 0,7 | - 0,1 | - 0,3 | - 0,7 |
| Stykkisholm .. | 65,1 N | 22,8 W | + 2,0 | + 1,5 | + 0,7 | + 0,2 | + 0,9 | - 1,3 |
| Ivigtut | 62,2 N | 48,2 W | + 1,0 | + 1,1 | + 0,7 | + 0,9 | + 0,7 | - 0,3 |
| Upemnivik | 72,8 N | 56,1 W | + 2,4 | + 3,3 | + 1,3 | + 1,4 | + 1,6 | - 1,1 |
| Buffalo | 42,9 N | 78,8 W | + 0,6 | - 0,3 | - 0,6 | + 0,7 | + 0,2 | - 1,2 |
| Chikago | 41,8 N | 87,6 W | + 2,7 | + 2,1 | + 1,3 | + 2,2 | + 1,7 | - 1,4 |
| New Orleans... | 30,0 N | 90,1 W | + 2,2 | + 0,1 | + 0,9 | + 1,7 | + 1,2 | - 1,3 |
| Bismarck | 46,8 N | 100,6 W | + 3,5 | + 2,4 | + 1,2 | + 0,9 | + 1,6 | - 2,3 |
| Portland | 45,5 N | 122,7 W | + 0,8 | + 1,2 | + 1,4 | + 0,6 | + 0,8 | + 0,6 |
| San Franzisko | 37,8 N | 122,4 W | + 0,5 | + 1,7 | + 1,4 | + 1,1 | + 0,9 | + 0,9 |
| San Diego..... | 32,7 N | 117,2 W | 0,0 | + 1,1 | + 0,5 | + 0,2 | + 0,3 | + 0,5 |
| Bombay | 18,9 N | 72,8 E | 0,0 | + 0,1 | + 0,5 | + 0,6 | + 0,3 | + 0,5 |
| Batavia | 6,2 S | 106,8 E | + 1,0 | + 0,7 | + 0,8 | + 0,6 | + 0,7 | - 0,2 |

O. V. Johannson (9) spricht sich allerdings skeptisch gegen die Realität einer seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts bis 1920 im großen und ganzen andauernden Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur aus und äußert Bedenken gegen die Zuverlässigkeit der alten Beobachtungen: „Nur die große Abnahme in den letzten Jahrzehnten ist hauptsächlich real und bestätigt . . ., sonst spielen in den Schwankungen verschiedene periodische Erscheinungen die Hauptrolle.“

Hierzu wäre zu sagen: Wären die Temperaturverhältnisse konstant geblieben, so hätte man die alten Aufzeichnungen als verlässlich ange-

sehen und eben als Beweis für ein unverändertes Klima, einfach aus dem Grunde, weil man, wie Johannson sagt, „eine so merckliche Änderung schon ohne weiteres als sehr unwahrscheinlich annehmen müßte“. Warum aber soll eine mäßige durch 100 Jahre anhaltende Änderung weniger wahrscheinlich sein als die große Änderung während der letzten Jahrzehnte? Im folgenden wird noch eine ganze Reihe von Belegen erbracht werden, welche dafür sprechen, daß wir es mit einer reellen Änderung zu tun haben; so bleibt wohl nichts anderes übrig als diese Naturerscheinung zur Kenntnis zu nehmen und die theoretischen Vorstellungen von der Konstanz des Klimas, auch wenn sie sich schon lange festgesetzt haben, zu berichtigen.

Übrigens bringt O. V. Johannson an anderer Stelle (10) selbst Zahlenwerte, welche für vier Stationen mit fast 100jährigen Reihen eine einheitliche Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur und gleichzeitig eine Zunahme des Jahresmittels zeigen (Tabelle 2).

Tabelle 2. Temperaturänderung (1881—1925)—(1831—1880) in °C

| Station | Jahr | Sommer | Winter | So.-Wi. |
|-----------------------|------|--------|--------|---------|
| Bergen | 0,0 | — 0,3 | 0,2 | — 0,5 |
| Oslo | 0,3 | 0,0 | 0,9 | — 0,9 |
| Stockholm | 0,3 | — 0,2 | 0,8 | — 1,0 |
| Helsingfors | 0,5 | — 0,1 | 1,0 | — 1,1 |

Nicht so sicher wie die Änderung der Jahresschwankung ist die Änderung von Jahres- und Jahreszeitenmitteln zu beurteilen. Nach Tabelle 1 ist das Jahresmittel der Temperatur fast durchweg höher geworden, eine Ausnahme bilden nur einige — aber weitaus nicht alle — Küsten- und Inselstationen: Valencia, Punta Delgada und Thorshavn, außerdem Moskau. Auch hier ist die Änderung am größten im Innern der Kontinente.

Von den vier Jahreszeiten verhält sich der Winter am einheitlichsten; nur Valencia ist um 0,1° kälter geworden, Thorshavn, San Diego und Bombay sind gleich geblieben, an allen übrigen Stationen ist der Winter wärmer geworden, an 13 von 33 um mehr als 2°; ähnlich ist es bei Herbst und Frühling; die Herbsttemperaturen sind an allen Stationen mit Ausnahme von 4, die Frühlingstemperaturen an allen mit Ausnahme von 5 wärmer geworden. Im Sommer ist die Temperatur an 11 Stationen niedriger, an 22 höher geworden, doch ist dieser Temperaturanstieg fast durchwegs viel kleiner als im Winter, so daß daraus eine Abnahme der Jahresschwankung folgt.

Über die Abhängigkeit dieser säkularen Schwankung von der geographischen Breite gibt eine sorgfältige Untersuchung der Temperaturverhältnisse in Schweden durch A. Ångström (11) Aufschluß. Die in Tabelle 3 angeführten schwedischen Stationen, denen noch Berlin und Rom zum Vergleich angefügt wurden, zeigen nicht nur, wie stark sich

Tabelle 3. Änderung der Temperatur (1901—1930)—(1859—1900) in °C

| | Haparanda | Östersund | Upsala | Göteborg | Lund | Berlin | Rom |
|--------------|-----------|-----------|--------|----------|--------|--------|--------|
| Jahr | 0,63 | 0,51 | 0,48 | 0,43 | 0,11 | 0,25 | 0,10 |
| Winter .. | 1,06 | 1,08 | 0,66 | 0,69 | 0,43 | 0,60 | 0,30 |
| Sommer . | 0,26 | 0,16 | 0,14 | 0,00 | - 0,28 | - 0,20 | - 0,13 |
| So.-Wi... | - 0,80 | - 0,92 | - 0,52 | - 0,69 | - 0,71 | - 0,80 | - 0,43 |

die Temperaturwerte der späteren Periode gegenüber der früheren geändert haben, sondern auch, wie stark der Einfluß der geographischen Breite ist. Im Jahresmittel und ebenso im Winter nimmt die Erwärmung von N nach S bis Lund ab. Daß der Betrag dieser Änderung zwischen Lund und Berlin wieder zunimmt, scheint ein Effekt der größeren Kontinentalität von Berlin zu sein. Bemerkenswert ist, daß die Sommer nur im Süden kühler geworden sind, im Norden dagegen ein wenig wärmer; die Jahresschwankung ist aber durchwegs kleiner geworden, mehr im N als im S und auch hier scheint neben dem Einfluß der Breite auch ein solcher der Kontinentalität vorhanden zu sein.

Für zahlreiche Stationen der Vereinigten Staaten und außerdem für einige über die ganze Erde verteilte Stationen hat I. B. Kincer (12) die Änderung der Temperatur untersucht, vor allem auch an zwei sehr langen Beobachtungsreihen: New Havn, Conn., seit 1780 und Philadelphia, Pa., seit 1825. In New Havn ist die säkulare Änderung von Mitteltemperatur und Jahresschwankung sehr ähnlich wie in Wien. Nachstehend sind die 20jährigen Temperaturmittel 1856—1875 und 1913—1932 für die beiden genannten und außerdem für verschiedene andere Stationen miteinander verglichen:

| | | | |
|---------------------------|---------|---------------------------|---------|
| New Havn, Conn. | 1,31° C | St. Paul, Minn. | 1,42° C |
| Philadelphia, Pa. | 1,22° C | St. Louis, Mo. | 1,13° C |
| West Chester, Pa. | 0,87° C | Washington, D. C. | 1,36° C |

Zugenommen hat die Jahrestemperatur zwischen den beiden um 57 Jahre voneinander abstehenden Epochen um die angegebenen Beträge; wichtig ist der Vergleich von Philadelphia (Stadt) mit der benachbarten Landstation West Chester: Nur ein Drittel der Temperaturänderung in Philadelphia ist demnach dem mit der Zeit größer werdenden Stadt-

einfluß zuzuschreiben, zwei Drittel dieses Betrages sind dagegen als reelle säkulare Temperaturänderung anzusehen; so darf auch für die übrigen Stationen auf eine tatsächliche Temperaturzunahme von 0,80 bis 1,00 C geschlossen werden.

Im Mittel aller meteorologischen Stationen des Staates Jowa ergibt sich im Jahresmittel für die 20 Jahre 1913—1932 gegenüber den 20 Jahren 1873—1892 (Zeitintervall = 40 Jahre) eine Erwärmung von 1,11⁰ C; diese ist besonders im Winter (+ 1,69⁰) und Herbst (+ 1,50⁰) stark ausgesprochen, der Frühling ist nur um 1,06⁰ wärmer geworden, während der Sommer seine Temperatur fast nicht geändert hat (+ 0,19⁰); die Jahresschwankung hat also abgenommen.

Wichtig ist in der Untersuchung Kincers die Feststellung, daß auch auf der S-Hemisphäre die Jahrestemperatur offenbar höher geworden ist, und zwar im selben Zeitraum in Santiago um 0,32⁰, in Buenos Aires um 0,42⁰ und in Kapstadt um 0,53⁰. Die starke Temperaturzunahme in Apia (Samoa), wie sie sich aus den Zahlenwerten von G. Schott (13) ergibt, scheint unsicher zu sein. Das erste Dezennium 1890—1899 weist eine mittlere Temperatur von 25,4⁰, das letzte Dezennium 1922—1931 eine solche von 26,4⁰ auf. Dieser Temperaturanstieg von nicht weniger als 1⁰ C dürfte nur zum Teil reell sein, nach den Einzelwerten wäre ein Sprung von 1896 auf 1897 und vielleicht auch im Jahre 1911 zu vermuten.

Von den vielen sonstigen hierhergehörigen Untersuchungen einzelner Stationen seien nur einige herausgegriffen. So zeigte für Leningrad D. O. Swiatsky (14) auf Grund von Beobachtungen 1752—1925, daß Winter und Frühling wärmer, Sommer und Herbst anscheinend kälter geworden sind. L. S. Berg (15) gibt für Leningrad folgende Temperaturmittel an (°C):

| Jahr | Winter | Sommer | Δ | |
|---------------------|--------|--------|----------|------|
| 1801—1850 | 3,5 | — 8,1 | 15,9 | 24,0 |
| 1851—1900 | 3,8 | — 7,5 | 16,0 | 23,7 |
| 1901—1920 | 4,4 | — 6,6 | 16,3 | 22,9 |

Es zeigt sich also eine starke Zunahme der Wintertemperatur, eine ganz schwache Temperaturzunahme der Sommermittel, eine entsprechende Abnahme der Jahresschwankung und gleichzeitig eine beträchtliche Zunahme der Jahrestemperatur.

Für Tartu (Dorpat) ermittelte K. Frisch (16) zwischen den Lustren 1866—1870 und 1926—1930 eine mittlere lineare Zunahme der Jahrestemperatur von 0,52⁰, eine Änderung des Dezembermittels von 1,78⁰, dagegen des Junimittels von — 1,70⁰; das Sommermittel nahm um

0,76^o ab, das Wintermittel dagegen um 0,93^o zu, die Jahresschwankung Sommer—Winter wurde also um 1,69^o kleiner.

C. E. P. Brooks (17) untersuchte für England (einschließlich Schottland und Irland) die Änderung der Temperaturverhältnisse von der Periode 1871—1900 zum Zeitraum 1901—1930. Er teilte das Gebiet in 11 Distrikte und findet für alle (mit Ausnahme des Nordens von Schottland) ein einheitliches Verhalten: Im Mittel ist der Winter von der einen zur nächsten 30jährigen Periode um 0,9^o F wärmer geworden, der Sommer um 0,5^o F kälter; Frühling, Sommer und Jahr sind um 0,3^o, 0,2^o bzw. 0,2^o F wärmer, die Jahresamplitude um 1,4^o F oder 0,8^o C kleiner geworden.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kam A. E. M. Geddes (18), der für Aberdeen die Änderung der Temperatur in der Zeit 1870—1932 durch 20jährige übergreifende Mittel untersuchte; er erhielt eine gesamt Änderung für das Jahresmittel von etwa 1^o F, für den Winter von + 1,7^o und für Frühling von + 1,2^o F; der Sommer zeigt keine merkliche Änderung, während der Herbst bis 1910—1920 wärmer und seither wieder etwas kälter geworden ist. Die Jahreszeit mit deutlicher säkularer Zunahme der Temperatur umfaßt die Monate Dezember bis Mai; die Jahresschwankung ist um 1,7^o F oder 0,9^o C kleiner geworden.

Für Japan konnte H. Arakawa (19) durch einen Vergleich der säkularen Temperaturänderung in 21 Städten mit 50- bis 60jährigen Temperaturreihen zeigen, daß nur in den drei Städten mit mehr als 1 Million Einwohner (Osaka, Tokio und Kioto) die mittlere Jahrestemperatur erheblich zunimmt (im Mittel um 1,13^o C pro 100 Jahre); in allen übrigen Städten dagegen ist diese Zunahme belanglos, sie beträgt im Mittel nur 0,11^o. In Tokio ist die säkulare Zunahme vor allem im Winter stark ausgesprochen, während sie im März und April fast Null ist. In Japan ist also die tatsächliche, vom zunehmenden Städteeinfluß befreite Jahrestemperatur praktisch konstant geblieben; dies ist aber kein Gegenbeweis gegen die vor allem im Innern der Kontinente festgestellte Temperaturzunahme. Wie später aus Abb. 3 hervorgeht, ist für Japan auch aus anderen Gründen eine nennenswerte säkulare Temperaturzunahme nicht zu erwarten, da sich an der Ostküste von Asien ein größeres Gebiet mit abnormaler Temperaturabnahme befindet.

In den Tropen fand C. E. P. Brooks (20), daß vom Dezennium 1900—1909 zum Dezennium 1910—1919 auf fünf Inselstationen die Zunahme des Tagesmaximums 0,8^o C, die des Tagesminimums 0,1^o,

die des Tagesmittels also $0,4^{\circ}\text{C}$ betrug. Für fünf Inlandstationen erhielt er ungefähr dieselben Werte ($+ 0,7^{\circ}$, $+ 0,2^{\circ}$ und $+ 0,4^{\circ}\text{C}$), für sieben Küstenstationen dagegen nur $+ 0,1^{\circ}$, $- 0,3^{\circ}$ und $- 0,1^{\circ}\text{C}$.

Ganz erstaunlich sind die Temperaturänderungen der Winterwerte, welche im hohen Norden, aber erst in den letzten Dezennien, festzustellen sind. R. Scherhag (21) berechnete für die Wintermonate (November bis März) in Jakobshavn, Westgrönland, die nachfolgenden Mitteltemperaturen (Tabelle 4). Die Sommertemperaturen (Juni bis September) und die Jahresschwankung (Sommer—Winter) sind hinzugefügt, außerdem für den Winter der Luftdruck in Abweichungen vom langjährigen Mittel.

Tabelle 4. Änderung von Temperatur und Druck in Jakobshavn

| | | 1883—1892 | 1893—1902 | 1903—1912 | 1913—1922 | 1923—1932 |
|--------------------------|---------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| $t^{\circ}\text{C}$ | { Winter..... | — 18,1 | — 17,7 | — 17,2 | — 16,4 | — 13,0 |
| | { Sommer.... | 5,0 | 5,3 | 5,9 | 5,0 | 6,0 |
| | { So.-Wi..... | 23,1 | 23,0 | 23,2 | 21,4 | 19,0 |
| Δb in mb, Winter | | + 0,9 | + 1,6 | — 2,7 | — 0,7 | — 3,9 |

In Jakobshavn hat sich also das 10jährige Wintermittel November bis März um volle 5° gehoben; gleichzeitig hat sich auch der Luftdruck erheblich geändert und ist in dem 40jährigen Intervall um $4,8\text{ mb}$ gesunken; das ist außerordentlich viel.

Noch stärker sind die Änderungen in Spitzbergen. Nach derselben Quelle (21) ergeben sich hier die folgenden Wintertemperaturen (November bis März):

| | | | | | |
|------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 1911—1915 | 1916—1920 | 1921—1925 | 1926—1930 | 1931—1935 |
| $t,^{\circ}\text{C}$: | — 17,6 | — 17,6 | — 12,5 | — 13,9 | — 8,6 |

In Spitzbergen ist die Wintertemperatur des letzten Lustrums 1931—1935 höher als die mittlere Jahrestemperatur 1912—1920 ($- 8,9^{\circ}$)!

Wichtig ist auch die Feststellung Scherhags (22), daß die Temperaturzunahme bis in die letzte Zeit andauert, wie Tabelle 5 zeigt. Die durch die Verlegung der Station von Greenharbour nach Longyearbeen (1926) bedingte Temperaturerhöhung von 1° ist bereits berücksichtigt. „Es zeigt sich hier, daß die Temperaturzunahme, die erstmalig im Winter 1918/19 in Erscheinung trat und bereits im früheren Jahrzehnt die mittlere Wintertemperatur um 5° gegenüber dem Zeitraum 1912—1920 ansteigen ließ, mit Beginn dieses Jahrzehnts eine weitere phänomenale Steigerung erfahren hat. Während der acht letzten Winter lag

Tabelle 5. Wintertemperaturen in Spitzbergen in Abweichung vom 15jährigen Mittel 1912—1926 in °C

(Winter = November und Dezember des Vorjahres und Januar bis März)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1910 | — | (- 3,8) | - 0,0 | - 1,4 | - 1,4 | - 5,2 | - 8,1 | - 3,7 | + 1,1 | + 2,2 |
| 1920 | + 1,9 | + 4,3 | + 3,7 | + 4,1 | + 5,3 | + 0,6 | + 2,0 | + 2,6 | - 0,2 | + 2,9 |
| 1930 | + 5,5 | + 5,6 | + 5,8 | + 6,5 | + 6,5 | + 6,0 | + 7,5 | + 8,0 | | |

die Temperatur um weitere 3,7^o höher als in den zwanziger Jahren und seit dem zweiten Jahrzehnt macht die Milderung der Winter jetzt beinahe 9^o aus! Dabei ist ein Höhepunkt dieser Entwicklung noch immer nicht abzusehen: Der Winter 1936/37 war auf Spitzbergen milder als alle vorangehenden und der Winter 1937/38 hat auch diesen Rekord noch gebrochen, er war im Mittel 16^o wärmer als der Winter 1916/17! Was schließlich die Verhältnisse während des jetzigen Winters (1938/39) betrifft, so war der Oktober noch 1,5^o und der November 1,3^o wärmer als im vorigen Jahre und bei Temperaturen meist über dem Gefrierpunkt hat sich bis Mitte Dezember auf Spitzbergen nicht einmal eine geschlossene Schneedecke bilden können. Das Dezemberklima auf Spitzbergen entspricht jetzt fast den Temperaturverhältnissen, wie sie im vorigen Jahrhundert in Berlin herrschten!“

Auch auf dem Festland ist im hohen Norden die Zunahme der Jahresmitteltemperatur recht erheblich, wie aus folgender Zahlenreihe für Haparanda, 65,8^o n. Br. hervorgeht (Abweichungen vom Gesamt-mittel in °C):

| | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1861—1870 | 1871—1880 | 1881—1890 | 1891—1900 |
| - 0,93 | - 0,39 | + 0,24 | - 0,16 |
| 1901—1910 | 1911—1920 | 1921—1930 | |
| + 0,22 | + 0,34 | + 0,66 | |

Noch vor kurzem hätte wohl jeder Klimatologe die Möglichkeit von derartig einsinnigen Änderungen in Abrede gestellt; und doch sind diese Änderungen zweifellos reell, sie passen, wie noch gezeigt werden wird, in ein viel allgemeineres, einheitliches Bild.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß nach einer Untersuchung F. Steinhausers (23) die Temperaturzunahme des Jahresmittels und die Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur nicht nur das Flachland erfaßt hat, sondern in gleicher Weise auch auf den Gipfelstationen der Alpen festzustellen ist. Beim Vergleich der beiden Dezennien 1887—1896 und 1925—1934 (mit 1887 beginnt die Beob-

achtungsreihe auf dem Sonnblick) ergeben sich folgende Unterschiede zwischen dem späteren und dem früheren Dezennium:

| | Wien | Obir | Sonnblick |
|---------------------|--------|--------|-----------|
| Jahr | + 0,98 | + 0,94 | + 0,83 |
| Sommer | + 0,28 | + 0,81 | + 0,64 |
| Winter | + 1,53 | + 1,51 | + 1,48 |
| Sommer—Winter . . . | — 1,25 | — 0,70 | — 0,84 |

Allerdings hatte das erste Dezennium nach Abb. 3 und 4 (S. 19 und 20) eine abnormale niedrige Jahrestemperatur und eine übergroße Jahresschwankung, die mittleren zeitlichen Änderungen sind kleiner anzusetzen.

5. Zunahme der allgemeinen Zirkulation 1886—1895 bis 1911—1920

Aus den bisherigen Zahlenangaben, insbesondere aus Tabelle 2 und Abb. 1 geht eindeutig hervor, daß seit einer Reihe von Jahrzehnten, wahrscheinlich schon seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts, auf einem sehr großen Teil der Erde eine Tendenz zu einer Erhöhung der Mitteltemperatur und zu einer Abschwächung der Jahresschwankung besteht. Dies macht es wahrscheinlich, daß es sich hier nur um eine Teilerscheinung einer einheitlichen Zunahme der allgemeinen Zirkulation handelt, daß also der Wärmetransport von niederen in höhere Breiten zugenommen hat, und zwar vor allem im Winter. Eine solche Verstärkung der allgemeinen Zirkulation müßte sich auch in einer geänderten Verteilung des Luftdrucks und des Niederschlags zeigen; ein Beweis hierfür kann aber nicht mit den aus verschiedenen Zeitabschnitten und für isolierte Stationen abgeleiteten Zahlenwerten geführt werden, sondern nur durch einen Vergleich zweier einheitlicher Zeitabschnitte für die ganze Erde.

Eine solche Untersuchung wurde von A. Wagner (24) durchgeführt. Wenn man ein Bild für die ganze Erde entwerfen will, kann man allerdings die erste Vergleichsepoche nicht allzuweit nach rückwärts verlegen; doch ist man auf Grund der ungefähr linearen Änderungen, wie sie sich an einzelnen Stationen mit sehr langen Beobachtungsreihen seit Beginn des 19. Jahrhunderts herausgestellt haben, vielleicht zum Schluß berechtigt, daß eine Zunahme der allgemeinen Zirkulation, die für die ganze Erde nur aus einem relativ kurzen Zeitintervall nachgewiesen werden kann, ihren Anfang ebenfalls schon zu Beginn des 19. Jahrhunderts genommen hat. A. Wagner benutzte einerseits das Dezennium 1886—1895, das — wenigstens in Europa — relativ kalt war mit strengen Wintern und warmen Sommern, also mit einer großen Jahresschwankung der Temperatur, andererseits das Dezennium 1911—1920, in welchem

in Europa im Mittel entgegengesetzte Verhältnisse herrschten. Die nachfolgenden Karten (Abb. 2 bis 5) sind auf Grund von 279 Stationen gezeichnet und sollen kurz und ohne Berücksichtigung etwaiger Ausnahmgebiete besprochen werden.

a) Luftdruck (Abb. 2). In niedrigen Breiten von etwa 40° N bis 30° S ist der Luftdruck im späteren Jahrzehnt erhöht; in der Nähe des Äquators ist durch drei Inseln, in welchen der Luftdruck abgenommen hat, eine Vertiefung der äquatorialen Rinne angedeutet, während die

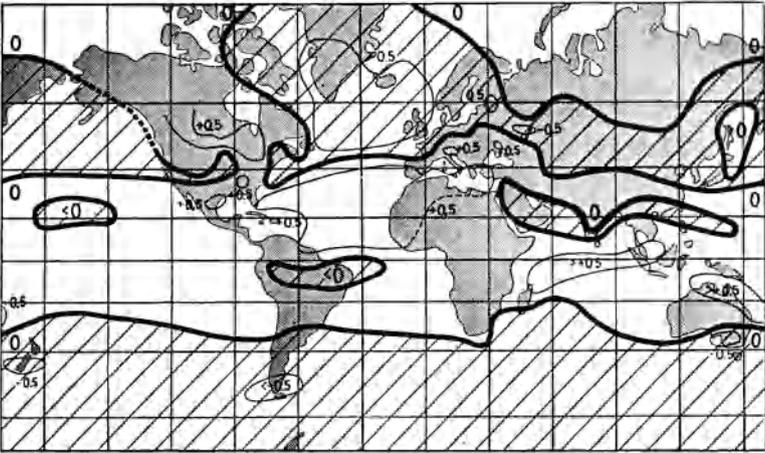


Abb. 2. Änderung des Luftdrucks in mm (1911—1920)—(1886—1895)

übrige Druckerhöhung als Verstärkung des Hochdruckrückens in den Roßbreiten anzusprechen ist. In höheren Breiten ist der Luftdruck im allgemeinen gefallen, auf der südlichen Halbkugel in Breiten höher als 30° einheitlich, soweit hier die wenigen Stationen dies beurteilen lassen; auf der nördlichen Halbkugel, vor allem im Bereiche des isländischen und des Aleutentiefs über dem Meere, aber auch in einem ziemlich geschlossenen um die Erde zwischen 40° und 60° n. Br. verlaufenden Gürtel. Nur im nördlichen Teil der beiden Kontinente Asien und Nordamerika ist der Luftdruck gestiegen.

Man kann somit der Abb. 2 eine allgemeine Verstärkung der meridionalen Druckkontraste auf der Erde entnehmen, vor allem eine Verstärkung des Roßbreitenhochs und eine Vertiefung der beiden Rinnen tiefen Druckes, welche auf beiden Halbkugeln die Zonen um etwa 65° Br. einnehmen. Ohne Rücksicht auf diese Abbildung, lediglich aus den Mittelwerten der Stationen selbst, ergibt sich die stärkste Druckabnahme

zwischen 60° und 70° N ($-0,51$ mm) und zwischen 50° und 60° S oder noch weiter südlich ($-0,66$ mm); die stärkste Druckzunahme zwischen 30° und 40° N ($+0,26$ mm) und zwischen 10° und 20° S ($+0,55$ mm).

Daraus kann der zwingende Schluß gezogen werden, daß auf der nördlichen wie auf der südlichen Halbkugel sowohl die Passate wie auch die Westwindtrift im späteren Jahrzehnt stärker entwickelt waren. Nach einer Schätzung beträgt diese Zunahme gemessen am mittleren meridionalen Druckgradienten für die Passatzzone 13 %, für die West-

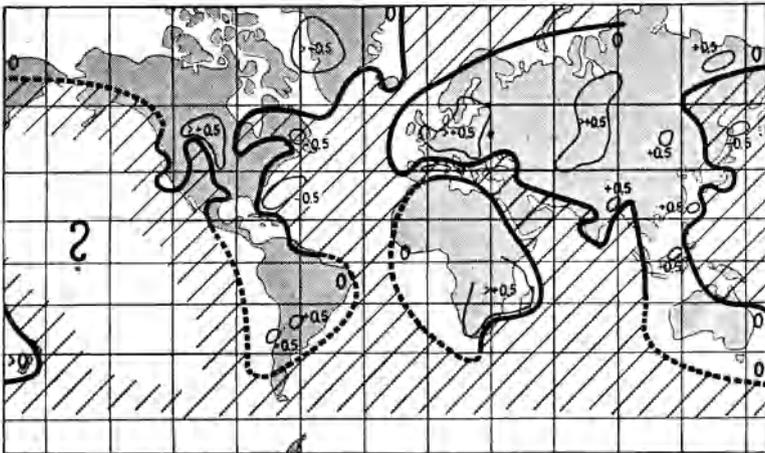


Abb. 3. Änderung der Temperatur in $^{\circ}$ C (1911—1920)—(1886—1895)

windzone 14 %. Ob der Polardruck zum späteren Jahrzehnt gestiegen oder gefallen ist, muß unsicher bleiben, da auf der südlichen Polarkalotte überhaupt keine brauchbare Station vorhanden ist und auf der nördlichen Halbkugel außer im Bereiche von Grönland und Nordeuropa nur ganz wenige Stationen in Nordasien über den $60.$ Breitengrad hinausreichen. Es ist daher auch möglich, daß — im Gegensatz zur Darstellung in Abb. 2 — nur im Innern der beiden Kontinente der Druck im hohen Norden gestiegen, auf der Polarkalotte dagegen gefallen ist (vgl. Abb. 8).

b) Jahresmittel der Temperatur. Abb. 3 zeigt die Änderung der Jahresmittel der Temperatur zwischen den beiden Dezennien. Es ergibt sich ganz klar, daß die Kontinente wärmer geworden sind, zum Teil um mehr als $0,5^{\circ}$ C. Die Temperaturänderung auf den beiden Polarkalotten bleibt ungewiß, denn das Verhalten der Meere ist uneinheitlich; im Nordatlantischen Ozean deuten die Hochseeinseln auf eine Abnahme der Temperatur, im Stillen Ozean die allein verfügbaren drei Stationen

auf eine Zunahme. L. c. wurde näher ausgeführt, daß bei verstärkter Zirkulation — also auch bei größerer mittlerer Windstärke — eine Abnahme der mittleren Lufttemperatur auf dem Meere möglicherweise eine Erklärung in der stärkeren Durchmischung der oberflächlichen Wasserschichten fände, wodurch kühleres Meerwasser an die Oberfläche käme, trotzdem der Wärmehalt der Meere zunehmen könnte.

c) Jahresschwankung der Temperatur. Die Änderung der Jahresschwankung der Temperatur vom einen Dezennium zum späteren

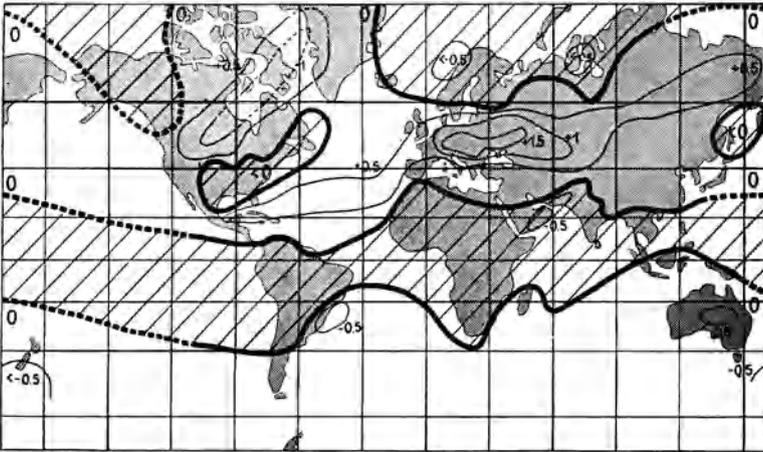


Abb. 4. Änderung der halben Jahresschwankung der Temperatur in °C
(1911—1920)—(1886—1895)

ist aus Abb. 4 zu entnehmen; die beigeschriebenen Zahlen bedeuten angenähert die halbe aus der Berechnung der Sinusreihen ermittelte Jahresamplitude, und zwar bedeutet das Vorzeichen + eine Abnahme, das — eine Zunahme der Jahresschwankung. Die Abb. 4 zeigt in den Tropen eine schwach erhöhte, in mittleren Breiten eine zum Teil sehr stark abgeschwächte Jahresschwankung im späteren Jahrzehnt. In Mitteleuropa hat die ganze Jahresschwankung um mehr als 3° , in einem Gebiet zwischen dem Nordosten von Nordamerika und Westgrönland um mehr als 2° abgenommen. Die Verhältnisse auf den Polarkalotten selbst müssen wieder ungewiß bleiben.

Wie l. c. näher ausgeführt ist, folgt aus einer allgemeinen Verstärkung der Zirkulation — wenn vorerst Änderungen der Bewölkung unberücksichtigt bleiben — eine Vergrößerung der Jahresamplitude in den Tropen, eine Verkleinerung der Amplitude in höheren Breiten; denn der meri-

dionale Wärmetransport ist auf beiden Halbkugeln vor allem im Winter gleichzeitig mit der Zirkulation verstärkt, es erscheinen daher in höheren Breiten die Winter höher temperiert, in den niederen Breiten dagegen, von welchen bei verstärkter Zirkulation besonders im Winter mehr Wärme abfließt, abgekühlt.

d) Niederschlag. Sehr einfach lassen sich die Änderungen des Niederschlags zwischen den beiden Dezennien aus Abb. 5 formulieren: In niedrigen Breiten von etwa 40° N bis 30° S hat der Niederschlag im

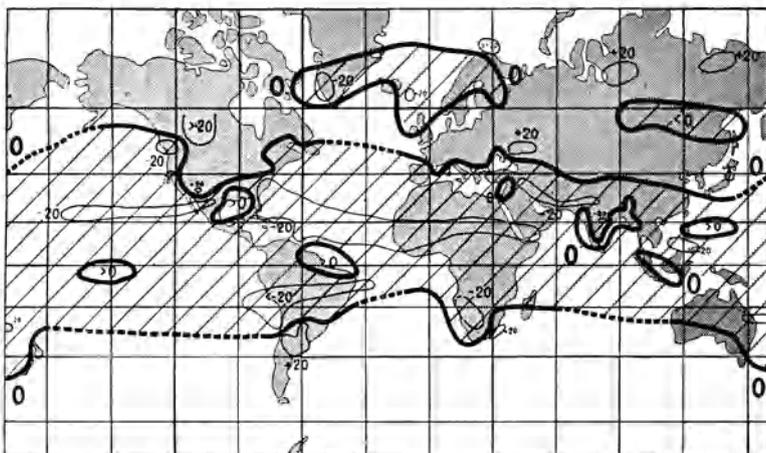


Abb. 5. Änderung des Niederschlags in Prozenten (1911—1920)—(1886—1895)

späteren Dezennium abgenommen, zum Teil um mehr als 20 %; nur in einzelnen inselförmigen Gebieten, die einigermaßen mit der mittleren Kalmenzone zusammenfallen, ist die Niederschlagsmenge größer geworden. Dasselbe ist in höheren Breiten der Fall, vor allem im größten Teil von Eurasien und Nordamerika und ebenso in den höheren Breiten der südlichen Hemisphäre, soweit hier Stationen verfügbar sind. Man kann also sagen: Im späteren Jahrzehnt hat sich — so wie der Druckkontrast auf Abb. 2 — auch der meridionale Niederschlagskontrast verstärkt, im niederschlagsarmen Gebiet der Roßbreiten ist der Niederschlag noch geringer geworden, in der regenreichen Kalmenzone sowie vor allem im Gebiete der Westwindzone dagegen stärker. Eine solche Änderung der Niederschlagsverteilung war von vornherein aus einer Verstärkung der allgemeinen Zirkulation zu erschließen: Im Gebiet absteigender Luftströme Schwächung der Niederschläge, im Gebiet aufsteigender dagegen Zunahme des Niederschlags, da mit den hori-

zontalen Strömen auch die Intensität der vertikalen Komponenten zunehmen muß.

Bereits 1919 hatte C. E. P. Brooks (25) die zeitliche Änderung des Niederschlags auf der Erde mit Hilfe von 162 Stationen untersucht. Er benutzte jedoch nicht zwei einheitliche Perioden, sondern ermittelte für jede Station aus der ganzen verfügbaren Beobachtungsreihe mit Hilfe der Ausgleichsrechnung das Zeitglied a in der Gleichung $N_t = N_m + at$ (t = Zeit in Jahren, N_m = Mittelwert des Niederschlags, N_t = Niederschlag in einem bestimmten Jahre). Trotz der zum Teil recht beträchtlichen Unterschiede in Beginn und Ende der benutzten Beobachtungsreihen stehen die Zahlenwerte von Brooks in sehr befriedigendem Einklang mit dem Bilde der Abb. 5. Zeichnet man in der von ihm gegebenen Kartendarstellung die Trennungslinie zwischen Gebieten mit Niederschlagszunahme und -abnahme, so erhält man praktisch dasselbe Bild wie Abb. 5. Dieses stellt also nicht nur die Niederschlagsänderung zwischen den beiden individuellen Jahrzehnten 1886—1895 und 1911—1920 dar, sondern viel allgemeiner die mittlere Änderung des Niederschlags mit der Zeit etwa in den 50 Jahren vor 1920.

6. Anomalien von Temperatur, Druck und Niederschlag im Dezennium 1921—1930

Die durch den Vergleich der beiden genannten Dezennien gewonnenen Einblicke in die Änderung der allgemeinen Zirkulation konnte vor kurzem R. Scherhag (26, 27, 21) durch Ausdehnung der Untersuchung auf das Dezennium 1921—1930 vertiefen; insbesondere konnte hierbei (27) gezeigt werden, daß im letzten Jahrzehnt (1921—1930) die allgemeine Zirkulation noch weiter, und zwar in außerordentlich starkem Maße, zugenommen hat. Die größere Anzahl von Stationen in höheren Breiten, die für diese Jahre zur Verfügung standen, gestatten auch, die Änderungen auf der Polarkalotte selbst zu beurteilen.

Für das Dezennium 1921—1930 ermittelte zwar Scherhag nicht die Differenzen zwischen dem betrachteten und einem anderen Jahrzehnt, sondern nur die Abweichungen von den in den World Weather Records angegebenen Mittelwerten bis 1920, die sich auf verschieden lange Beobachtungsreihen beziehen. Wenn trotzdem die Darstellung Scherhags ein völlig einheitliches Bild gibt, so mag dies darin begründet sein, daß im Verhältnis zu den sehr stark geänderten Werten im Dezennium 1921—1930 geringe Schwankungen in der früheren Zeit ganz zurücktreten, so daß die Länge der Bezugsperiode wenig Einfluß auf die Größe

und sicherlich keinen Einfluß auf das Vorzeichen der Anomalien des Dezenniums 1921—1930 hat.

Nach Abb. 6 ist im Jahresmittel das Dezennium 1921—1930 auf der ganzen nördlichen Polarkalotte gegen das langjährige Mittel zu warm, die Linie gleicher Abweichung $+1^{\circ}$ umschließt ringförmig den Pol, polwärts nimmt diese Abweichung noch weiter zu und erreicht an der Westküste Grönlands und in Spitzbergen 2° . Noch größer sind die

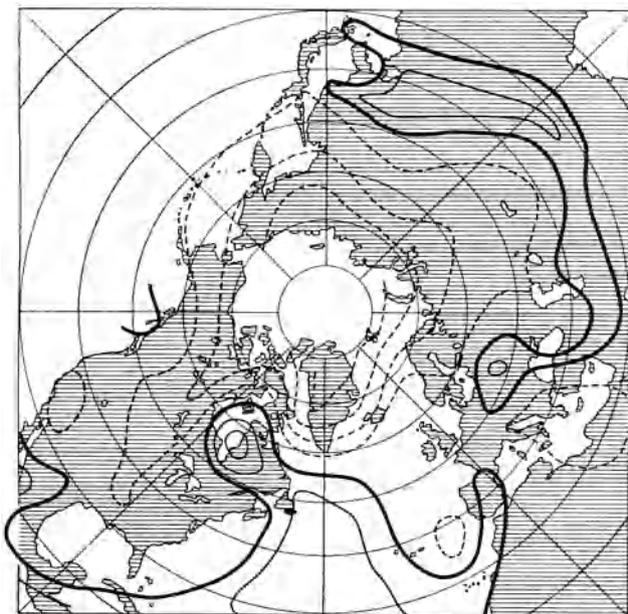


Abb. 6. Abweichung der Jahrestemperatur im Jahrzehnt 1921—1930 vom langjährigen Mittel (nach Scherhag). Isolinien in Abständen von $\frac{1}{2}^{\circ}$ C, gestrichelte Linien = übernormal

Temperaturabweichungen im Winter (November—März) und erreichen in Spitzbergen und in Westgrönland $3,5^{\circ}$ (Abb. 7). Das Gebiet mit Temperaturzunahme erstreckt sich sowohl im Winter wie auch im Jahresmittel — von kleinen Ausnahmegebieten abgesehen — weit bis in niedrige Breiten und betrifft vor allem die Kontinente, während der westliche Teil des Atlantischen Ozeans kühler geworden ist; die Verhältnisse im Pazifik bleiben unsicher.

Daß es sich tatsächlich um eine außerordentliche Verstärkung der allgemeinen Zirkulation im letzten Jahrzehnt handelt, zeigt Scherhag

an der Verteilung der Abweichungen des Luftdrucks vom langjährigen Mittel (Abb. 8). In einem einheitlichen Ring, der sich zwischen 30° und 40° n. Br. um die ganze Erde hinzieht, ist der Luftdruck 1921—1930 übernormal, am meisten über den Meeren, also im Bereich der beiden Hochdruckkerne der Roßbreiten. Das ganze Gebiet nördlich davon einschließlich der Polarkalotte weist unternormalen Druck auf, die Zentren der stärksten Abweichung liegen bei Westgrönland und nördlich

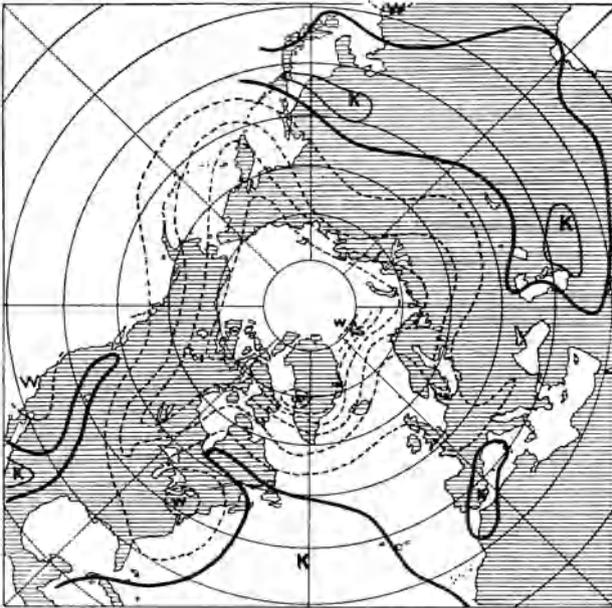


Abb. 7. Temperaturabweichung der Wintermonate November—März im Jahrzehnt 1921—1930 vom langjährigen Mittel (nach Scherhag). Isolinien in Abständen von $1/2^{\circ}$ C

der Aleuten, fallen also ungefähr mit den beständigen Tiefdruckkernen bei Island und den Aleuten zusammen. Gegen den Pol zu nimmt die Druckabweichung wieder ab, das meridionale Druckgefälle ist also sowohl zwischen den Roßbreiten und der Tiefdruckrinne (etwa 65° N) als auch zwischen Polarkalotte und dieser Tiefdruckrinne verstärkt; da nach Abb. 8 — soweit dies aus dem begrenzten Kartenbild zu entnehmen ist — der Druck in niedrigen Breiten unternormal ist, folgt auch ein übernormales Druckgefälle in der Passatzzone. Im Jahrzehnt 1921—1930 war also völlig einheitlich auf der ganzen nördlichen Halbkugel die allgemeine Zirkulation übernormal entwickelt.

Daß es sich hierbei nicht um eine Ausnahmerecheinung des letzten Jahrzehnts sondern um eine seit einer Reihe von Jahrzehnten anhaltende Zunahme der Zirkulation handelt, läßt sich durch folgende Zusammenstellung zeigen: Nach den Darstellungen der mittleren Luftdruckverteilung auf der Erde von J. v. Hann (2, S. 191) und W. Gorczynski (28), die sich beide ungefähr auf die Periode 1851—1900 beziehen, ergibt sich zwischen 30^o und 70^o n. Br. im Jahresmittel ein meridionaler

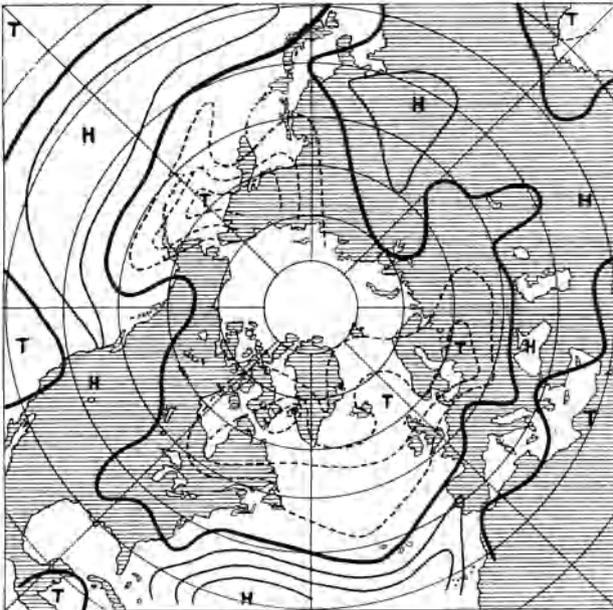


Abb. 8. Abweichung des Jahresluftdrucks im Dezennium 1921—1930 vom langjährigen Mittel (nach Scherhag). Isolinien in Abständen von $\frac{1}{2}$ mb.

Druckunterschied von 3,4 mb, im Winter von 5,2 und im Januar von 6,1 mb. Nach den Mittelwerten des Druckes in World Weather Records (6), die sich im Durchschnitt auf die Periode 1881—1920 beziehen, sind die entsprechenden Zahlenwerte 3,6, 6,0 und 7,6 mb; für das Jahrzehnt 1921—1930 ergibt sich aus Abb. 8 im Jahresmittel 4,4, im Winter 7,2 und im Januar 9,5 mb. In diesem Jahrzehnt hat also der mittlere meridionale Druckunterschied zwischen 30^o und 70^o n. Br. in % zugenommen:

Gegen 1881—1920 um 22 % (Jahr), 20 % (Winter), 25 % (Januar),
gegen 1851—1900 um 30 % (Jahr), 38 % (Winter), 56 % (Januar).

Zum Vergleich sei die Änderung des Druckunterschiedes vom Jahrzehnt 1886—1895 zum Jahrzehnt 1911—1920 zwischen den Breitenkreisen 35° und 60° n. Br. herangezogen, die im Jahresmittel 18 % ausmacht.

Zur Ergänzung der Karten Abb. 6 und 8 von Scherhag wurde in Abb. 9 die Verteilung der Niederschlagsanomalien in % im Jahrzehnt 1921—1930 dargestellt. So wie bei Scherhag wurden auch hier die Abweichungen von den im I. Bd. der World Weather Records (6) an-

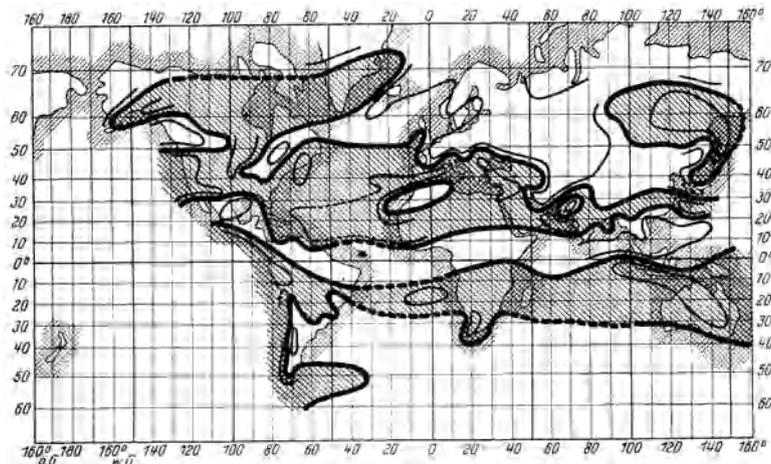


Abb. 9. Abweichung des Jahresniederschlags im Jahrzehnt 1921—1930 vom langjährigen Mittel in %; Isolinien für 0 und $\pm 10\%$ Abweichung; Gebiete mit unternormalem Niederschlag schraffiert

gegebenen Mittelwerten berechnet, welche die Beobachtungsreihen von ihrem Beginn bis zum Jahre 1920 umfassen; die für Nordasien fehlenden Mittelwerte konnten dem Meteorologischen Taschenbuch von F. Linke (29) entnommen werden.

Aus der Karte Abb. 9 ergibt sich — wenigstens für den Bereich der Alten Welt — eine erstaunlich gesetzmäßige Verteilung der Niederschlagsanomalien: Längs des Äquators zeigt sich eine Zone mit verstärktem Niederschlag von Brasilien bis nach dem Malaiischen Archipel, nördlich und südlich schließt sich je ein Streifen mit abgeschwächtem Niederschlag an, während in höheren Breiten neuerlich übernormaler Niederschlag Platz greift.

Ein Vergleich mit der Karte Abb. 4 zeigt weitgehende Ähnlichkeit; auch der Inhalt der Abb. 9 läßt sich — wenigstens für die Alte Welt — kurz dahin charakterisieren, daß die meridionalen Niederschlagskontraste verschärft sind. Die Zunahme des Niederschlags in der Kalmen-

zone ist nun nicht nur durch isolierte Inseln angedeutet, sondern klar durch ein einheitliches Band dargestellt. Auch das abnormale Verhalten in Ostasien (Abnahme des Niederschlags in der Westwindzone) tritt in beiden Karten in gleicher Weise auf.

Mit diesem Bilde verstärkter Niederschlagskontraste ist die Verteilung in Südamerika in leidlicher Übereinstimmung. Nur ist auffällig, daß an der Westküste ein schmaler Streifen mit unternormalem Niederschlag bis zur Südspitze des Kontinents reicht. In Nordamerika ist die Verteilung uneinheitlich; daß an der Ostküste das Gebiet unternormalen Niederschlags bis auf 50° n. Br. hinaufreicht, ist in Übereinstimmung mit der Karte Abb. 4; diese Erscheinung könnte für sich in gleicher Weise wie das Ausnahmegebiet in Ostasien erklärt werden, nämlich mit einem stärkeren Kontinentaleinfluß an Ostküsten bei verstärktem Westwind. Auffällig ist aber das große Gebiet unternormalen Niederschlags, welches den größten Teil der Vereinigten Staaten umfaßt; davon wird noch die Rede sein. Das Gebiet unternormalen Niederschlags in hohen Breiten, welches sich von Grönland bis nach Alaska hinzieht, dürfte der auch auf Abb. 4 auftretenden Insel unternormalen Niederschlags entsprechen, die sich hier von Skandinavien bis Labrador hinzieht; im späteren Dezennium ist aber dieses Ausnahmegebiet weiter gegen Westen verschoben.

7. Abschluß der Periode erhöhter Zirkulation?

Von mehreren Seiten wurde die Meinung geäußert, daß der Höhepunkt übernormaler Zirkulation bereits überschritten sei. Aus den Zahlenwerten von A. Peppler (30) ergeben sich die nachstehenden Lustrenwerte für die Jahresschwankung der Temperatur in Karlsruhe; die entsprechenden Werte für Wien sind angefügt und zum Vergleich noch die von Upsala und von Haparanda (Tabelle 6). In Karlsruhe

Tabelle 6. Änderung der Jahresschwankung der Temperatur in °C

| Jahre: | 1901-1905 | 1906-1910 | 1911-1915 | 1916-1920 | 1921-1925 | 1926-1930 | 1931-1935 |
|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Karlsruhe... | 16,8 | 16,0 | 15,4 | 14,9* | 15,7 | 16,4 | 17,5 |
| Wien..... | 17,8 | 17,8 | 16,8 | 16,3* | 17,4 | 18,8 | 19,7 |
| Upsala..... | 18,9 | 17,6* | 18,1 | 19,7 | 18,1 | 19,0 | |
| Haparanda . | 24,2 | 21,3* | 23,6 | 25,1 | 22,5 | 23,7 | |

wurde ebenso wie in Wien die geringste Jahresschwankung im Lustrum 1916—1920 erreicht, seither nimmt die Jahresschwankung wieder zu. Auch die katastrophale Dürre, die in den Mittelstaaten der USA. in-

folge des bis in die Jetztzeit anhaltenden unternormalen Niederschlags (seit 1917) eingetreten ist, könnte als Anzeichen einer unternormalen Zirkulation aufgefaßt werden; denn die betroffenen Gebiete liegen zu meist zwischen 40^o und 50^o n. Br., also bereits im Bereich der Westwindzone und man könnte geneigt sein, diesen unternormalen Niederschlag auf eine Abschwächung der Westwinde und damit auf eine Abschwächung der allgemeinen Zirkulation zurückzuführen.

Zieht man jedoch die Karte Scherhags der Druckanomalien im Jahrzehnt 1921—1930 (Abb. 8) zur Prüfung heran, so erkennt man, daß von einer abgeschwächten Zirkulation absolut nicht gesprochen werden kann. Wohl aber erstreckt sich die Zone mit positiver Druckanomalie sowohl in Europa als insbesondere in Nordamerika weit nach Norden, so daß sich der Rücken hohen Druckes der Roßbreiten mit seinem Schwerpunkt weiter nach Norden verlagert hat. Es ist nun durchaus verständlich, daß sich dadurch die klimatischen Verhältnisse in mittleren Breiten mehr denen der Roßbreiten mit geringer Bewölkung und geringem Niederschlag, erhöhter Einstrahlung und daher auch vergrößerter Jahreschwankung der Temperatur genähert haben.

Daß diese Ansicht richtig ist, ergibt sich aus der letzten hierher gehörigen Untersuchung Scherhags (22): Mit Hilfe der im mitteleuropäischen Witterungsbericht (31) veröffentlichten Tabellen und Karten stellte er für die zwei Jahre 1. November 1936 bis 31. Oktober 1938 den Luftdruck auf der nördlichen Halbkugel in Abweichung vom 60jährigen Mittel 1874—1933 dar (Abb. 10). Zwei Dinge fallen hier vor allem auf: Einmal Verstärkung der Aktionszentren (Island- und Aleutentief, Roßbreitenhoch im Atlantischen und Stillen Ozean), und zwar noch über das Ausmaß des Dezenniums 1921—1930 (Abb. 8); ferner aber eine Verlagerung des Hochdruckgürtels in höhere Breiten, und zwar insbesondere über den Kontinenten Nordamerika und mittleres Eurasien.

Es ist also festzustellen: Die Intensität der allgemeinen Zirkulation hat bis in die Jetztzeit dauernd zugenommen und gleichzeitig hat sich der Gürtel hohen Druckes polwärts verlagert. Eine solche Verlagerung der Roßbreiten in höhere Breiten bei verstärkter Zirkulation entspricht durchaus den Vorstellungen über die dynamische Entstehung dieser Hochdruckgürtel. Wie z. B. F. M. Exner in seinem Lehrbuch (32) näher ausführt, wäre ein außerordentlich starkes meridionales Druckgefälle in den höheren Luftschichten notwendig, damit die in den Tropen aufgestiegene Luft in einem Zuge bis in die Polargebiete gelangen könnte; da dieses Druckgefälle nicht vorhanden ist, kommt es bereits in 30^o bis 40^o Breite zu einem dynamisch bewirkten Stau und damit zu einer

Zone hohen Druckes. Aus dieser Erklärung folgt aber ohne weiteres, daß bei einer Verstärkung des meridionalen Druckgefälles, also bei einer Verstärkung der allgemeinen Zirkulation, eine Verlagerung der Roßbreiten polwärts zu erwarten ist.

Die Tatsache solcher Verlagerungen im Gefolge einer geänderten Intensität der allgemeinen Zirkulation macht die Beurteilung derselben aus der Änderung eines meteorologischen Elementes an einem Orte

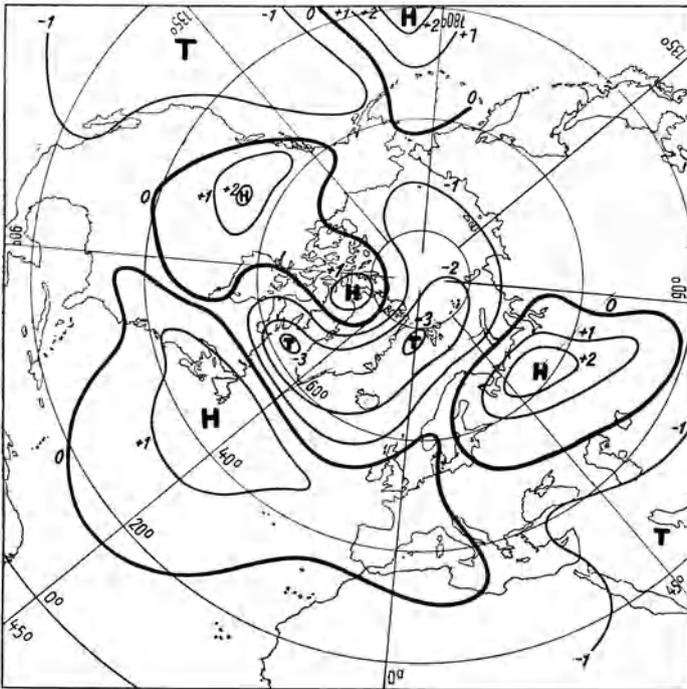


Abb. 10. Abweichungen des Luftdruckes November 1936 bis Oktober 1938 von langjährigen Mittel (nach Scherhag)

sehr unsicher. So erscheint die gegenwärtige Verminderung des Niederschlags in Nordamerika und die Vergrößerung der Jahresamplitude der Temperatur in Mitteleuropa lediglich als sekundäre Wirkung; wie aus den letzten beiden Zeilen der Tabelle 6 hervorgeht, beschränkt sich die Zunahme der Jahresschwankung in der letzten Zeit auf Mitteleuropa, also auf den südlichen Teil der Westwindzone, während in Skandinavien, wo bis 1930 der Luftdruck unternormal war, von einer solchen Vergrößerung der Jahresschwankung nichts zu merken ist.

Gesichert erscheint die Zunahme der allgemeinen Zirkulation bereits seit der Periode 1851—1900 (Epoche = 1875) bis zur Jetztzeit. Da aber die Jahresschwankung der Temperatur bei verstärkter Zirkulation auch zunehmen kann, wenn ein Gebiet durch Verlagerung der Roßbreiten in den Wirkungsbereich eines solchen Hochs kommt, ist die Ansicht, daß die Intensität der allgemeinen Zirkulation bereits seit Beginn des 19. Jahrhunderts zunimmt, wieder etwas unsicher geworden. Trotzdem kommt dieser Anschauung ein hohes Maß von Wahrscheinlichkeit zu; denn seit 1800 bis etwa 1920 hat die Jahresschwankung der Temperatur nicht nur in Mitteleuropa sondern auch in Skandinavien abgenommen, also in einem Gebiet, in welchem eine solche Abnahme durch eine eventuelle Verlagerung der Roßbreiten nicht erklärt werden könnte.

Die gegenwärtig und schon seit mehr als ein Jahrhundert anhaltende einsinnige Klimaänderung bietet erstmalig, seit verläßliche meteorologische Beobachtungen verfügbar sind, die Möglichkeit einer genauen Untersuchung, wie eine solche Klimaänderung einsetzt, sich weiter entwickelt, um schließlich — in einer unbekanntem Zukunft — wieder abzuflauen. Besondere Bedeutung bekommt ein solches Studium im Hinblick auf die mannigfaltigen Theorien, welche zur Erklärung der großartigen Klimaänderungen in der geologischen Vorzeit aufgestellt worden sind. Erst wenn man die Zusammenhänge klar erkannt hat, welche in der gegenwärtigen Klimaschwankung wirksam sind, wird man eine verläßliche Grundlage haben, um durch Analogieschlüsse die großen Klimaänderungen der geologischen Vorzeit richtig beurteilen zu können.

Soweit man den bisherigen Ablauf der gegenwärtigen Klimaschwankung erkennen kann, läßt sich zusammenfassend folgendes aussagen: Fast 100 Jahre lang, bis zum Ende des 19. Jahrhunderts, war die Änderung der Klimaelemente nur geringfügig, so daß diese Änderung erst im Zusammenhang mit der nachfolgenden viel kräftigeren Änderung Bedeutung erlangt. Nach (6) ist anzunehmen, daß sich zu Beginn des ganzen Zeitabschnitts die meridionalen Druckgradienten vor allem am Nordrand der Westwindzone verstärkten; hier trat zuerst eine besonders starke Verkleinerung der Jahresschwankung der Temperatur ein. Ganz allmählich, in mehreren Wellen, griff die Verstärkung der Westwindtrift weiter nach Süden und erfaßte schließlich die gesamte Westwindzone. Notwendigerweise mußte gleichzeitig mit der Verstärkung des Westwindes auch die Passatzirkulation verstärkt werden, jedoch läßt sich hierüber für die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts keine verläßliche Angabe machen. Auch die Zirkulation

zwischen Polarkappe und der Tiefdruckrinne in höheren Breiten wird höchstwahrscheinlich parallel mit den Änderungen in der Westwindzone schon seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts zugenommen haben, doch waren die Wirkungen am Boden lange Zeit wegen der beständigen Inversion unmerklich.

Erst nachdem die Zirkulation um einen gewissen Betrag bereits zugenommen hatte, setzte die theoretisch zu erwartende Verlagerung der Hochdruckgürtel in den Roßbreiten gegen die Pole hin ein; dadurch wurde in den letzten zwei Jahrzehnten der Niederschlag in Nordamerika herabgesetzt und die Jahresschwankung der Temperatur in Mitteleuropa wieder erhöht. In hohen Breiten wurde der meridionale Druckgradient zwischen dem verstärkten und nach Norden vorgeschobenen Roßbreitengürtel und der vertieften Tiefdruckrinne in etwa 60° Breite besonders verstärkt. Die Wirkung der verstärkten Zirkulation war hier in den letzten beiden Jahrzehnten eine unerwartet große: Einerseits wurde durch Advektion wärmere Luft herangebracht, vor allem aber wurde durch die größere Windstärke die Bodeninversion aufgelockert, so daß die Temperatur außerordentlich stark zunahm; vielleicht bewirkte auch eine höhere Bewölkung eine Verminderung der Ausstrahlung; jedenfalls war diese Erwärmung so groß, daß sie auch in verschiedenen anderen Naturscheinungen kräftig zum Ausdruck kam (vgl. Abschnitt II). Eine Prognose über die weitere Entwicklung der gegenwärtigen Klimaschwankung läßt sich natürlich nicht geben, Aufgabe der Klimatologie ist es lediglich, diese Vorgänge sorgfältig zu beobachten und übersichtlich darzustellen.

8. Die gegenwärtige Klimaschwankung in den Vereinigten Staaten von Nordamerika

In den USA. wird die Klimaschwankung der letzten Jahrzehnte mit besonderer Aufmerksamkeit verfolgt. Hier hat das Nachlassen des Niederschlags, wahrscheinlich auch eine Verminderung der Bewölkung und daher eine Zunahme der Verdunstung, in einzelnen Gebieten der Mittelstaaten bereits zu katastrophalen Folgen, insbesondere für den Getreidebau geführt: Der Ackerboden trocknet aus, wird vom Winde zerkrümelt und zum Teil fortgeführt; einzelne Landstriche versanden, und die Farmer müssen das Land verlassen.

Es läßt sich darüber streiten, inwieweit der Mensch an der Vernichtung großer Vegetationsgebiete Schuld trägt dadurch, daß er das harte Steppengras ausrodet und die gepflegte Ackerscholle der stärkeren

Austrocknung und dem Winde preisgibt. Die Annahme liegt nahe, daß das ursprüngliche Steppengras auch eine sehr lange Trockenperiode wie die jetzige ohne bleibende Schädigung überwinden würde; jedoch muß erwähnt werden, daß auch der Graswuchs in den Mittelstaaten während der gegenwärtigen Trockenperioden arg gelitten hat, und daß in der Folge erhebliche Mengen von Großvieh durch Futtermangel zugrunde gegangen sind.

Auch W. van Royen (33) glaubt auf Grund von archäologischen Untersuchungen feststellen zu können, daß an der gegenwärtigen Zerstörung der natürlichen Pflanzendecke in erster Linie die Erosion durch den Wind Schuld trägt, während die menschliche Tätigkeit hierbei nur eine geringe Rolle spielt: Es konnten mehrfach alte Kulturschichten aufgedeckt werden, die durch äolische Sedimente überlagert sind; so wurden in Wyoming drei übereinanderliegende Kulturschichten festgestellt; sie sind voneinander durch Sandschichten getrennt, welche durch Wind abgelagert worden sind. Die jüngste Kulturschicht ist über 400 Jahre alt.

Die amerikanischen Meteorologen suchen in verschiedenen Arbeiten zu zeigen, daß es sich um eine weit ausgedehnte und zumindest im ganzen Bereich der USA. erkennbare Klimaschwankung handelt und zweitens, daß dieselbe als ein außergewöhnliches, nicht vorherzusehendes Ereignis, als eine vis major beurteilt werden muß, da eine Trockenheit von solcher Dauer und von solcher Intensität höchstwahrscheinlich seit einer ganzen Reihe von Jahrhunderten in Amerika nicht vorgekommen ist (vgl. auch S. 98 und insbesondere Abb. 18).

Sehr anschaulich wird das allmähliche Nachlassen der Niederschläge durch C. D. Redd (34) für den Staat Jowa geschildert. Mit Hilfe von fast 200 Niederschlagsstationen wurde die ausgeglichene lineare Änderung des Niederschlags für die einzelnen Bezirke im Laufe der 55 Jahre 1873—1927 berechnet. Während dieser Zeit ergibt sich im Gesamtmittel folgende Änderung in mm:

| | Winter | Frühling | Sommer | Herbst | Jahr |
|-----------|--------|----------|--------|--------|------|
| mm. . . . | — 23 | + 2 | — 49 | + 24 | — 51 |

Am stärksten war die Abnahme im Südwesten des Landes, wo sie 87 mm, das sind 10 % des mittleren Jahreswertes, ausmacht.

Nach den Zahlenwerten von L. F. Page (35) ist in den Abb. 11 und 12 die Änderung der 20jährigen Mittel 1916—1935 gegenüber denen der Periode 1896—1915 für Temperatur und Niederschlag in den Vereinigten Staaten dargestellt. Der Verfasser hat mit Hilfe der „climatological

data“ aus allen jeweils tätigen meteorologischen Stationen die fortlaufenden Mittelwerte für jeden der 44 Staaten gebildet und zu je zwei 20jährigen Mitteln zusammengefaßt, ohne Rücksicht darauf, ob die einzelnen Stationen während der ganzen 40 Jahre beobachtet haben oder nicht. Diese Methode ist zwar etwas roh, hat aber den Vorteil, daß lokale Besonderheiten einzelner Stationen völlig zurücktreten. Der Übergang der Zahlenwerte von einem Staate zum benachbarten ist in

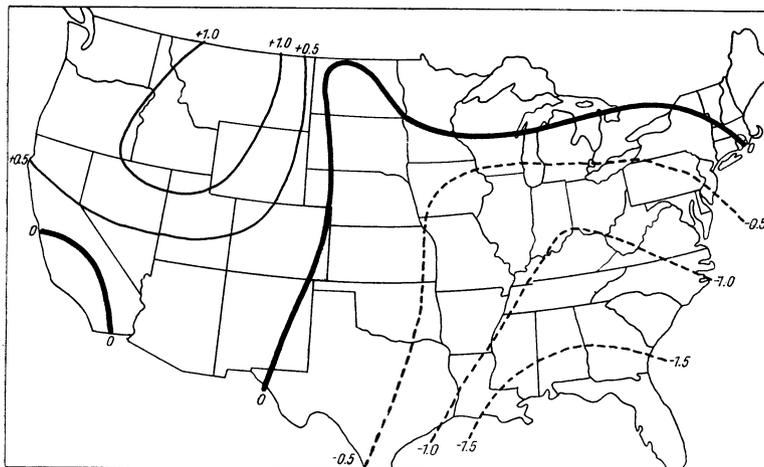


Abb. 11. Änderung der Temperaturschwankung Sommer—Winter in °C (1916—1935)—(1896—1915) in USA.

den meisten Fällen sehr gleichmäßig, so daß die Gesamtverteilung der säkularen Änderung im Gebiet der USA. während der erwähnten 40 Jahre jedenfalls feststeht. Nach diesen Zahlenwerten sind die beiden Abb. 11 und 12 gezeichnet.

In Abb. 11 ist die Änderung der Jahresschwankung der Temperatur Sommer—Winter in °C dargestellt; in den Mittel- und Oststaaten ist die Jahresschwankung fast durchweg kleiner geworden, am meisten in den Südoststaaten, in Florida und Georgia um mehr als 1,50; in einem großen Gebiet dagegen, im gebirgigen Westen, ist die Jahresschwankung größer geworden, in Idaho, Montana und Wyoming um mehr als 10. Diese Vergrößerung der Jahresschwankung hängt offenbar — so wie die in Europa nach 1920 — zusammen mit der bereits besprochenen Verlagerung des Roßbreitengürtels nach Norden. Fast durchweg entspricht, wie aus den Zahlenwerten Pages hervorgeht, einer größeren Jahresschwankung eine Erhöhung der Sommertemperatur, eine Er-

niedrigung der Wintertemperatur und eine Erniedrigung des Jahresmittels; umgekehrt bei Abnahme der Jahresschwankung. Die Änderung der mittleren Jahrestemperatur ist zumeist recht gering und erreicht nur in wenigen Staaten 0,5°.

Auffälliger sind die Änderungen der 20jährigen Niederschlagsmittel, Abb. 12. In den Süd- und Südoststaaten hat der Niederschlag zugenommen, also dort, wo im Mittel feuchte Luft vom Golf in den

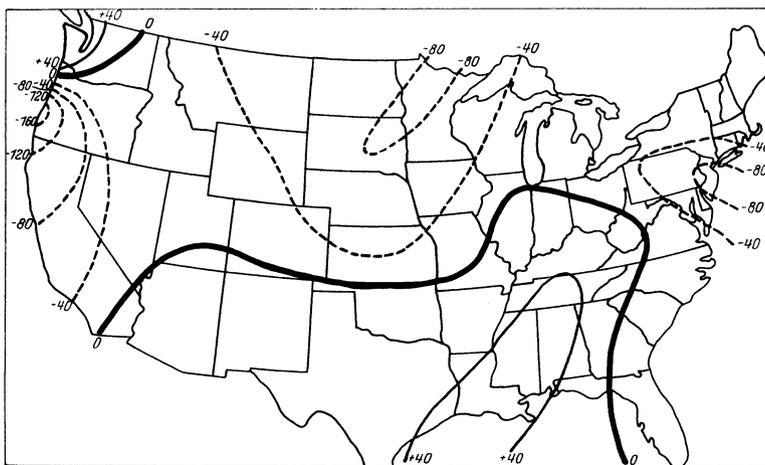


Abb. 12. Änderung des Jahresniederschlags in mm (1916—1935)—(1896—1915) in USA.

Kontinent hineinweht; die stärkste Zunahme findet sich in Alabama (72 mm). Die ganze Ostküste dagegen zeigt in der späteren Epoche abgeschwächten Niederschlag, die Abnahme ist am stärksten in New Jersey ausgesprochen (— 92 mm). Abnahme des Niederschlags zeigt überhaupt der größte Teil des ganzen Gebietes der USA., vor allem die nördlichen Mittelstaaten mit einem Extremwert von — 106 mm. Auch der ganze gebirgige Westen ist niederschlagsärmer geworden, nur im Nordwesten, im Bereich der Küste (westlicher Teil des Staates Washington), wo nach Abb. 8 das Druckgefälle gegen Norden zugenommen hat, ist auch der Niederschlag — wohl wegen Verstärkung der Westwinde — stärker geworden. Nach derselben Abb. 8 [besser zu erkennen in der Detailkarte (27)] sind die Westwinde an der Küste zwischen 45° und 50° n. Br. schwächer geworden und hier hat auch der Niederschlag an der Küste abgenommen.

9. Zeitliche Änderungen von anderen Klimafaktoren

Wesentlich weniger als Luftdruck, Temperatur und Niederschlag eignen sich die übrigen Klimatelemente zur Prüfung von säkularen Schwankungen. Wind und Bewölkung werden im allgemeinen nur geschätzt, so daß eine etwaige Änderung ihrer Mittelwerte nicht mit Sicherheit auf reelle Änderungen zurückgeführt werden kann. Andererseits läßt sich die zeitliche Änderung der mittleren Luftversetzung ohne Schwierigkeit aus der Änderung der Luftdruckverteilung beurteilen, so daß eine direkte Untersuchung des Windes nicht unbedingt nötig ist. Auch dort, wo der Wind mit Anemographen registriert wird, sind im allgemeinen Änderungen der Instrumentkonstanten oder die sich ändernden Reibungseinflüsse der Umgebung (z. B. benachbarte Bäume) nicht auszuschließen.

Ähnlich steht es mit der Bewölkung: J. v. Hann (36) hat auf eine scheinbare säkulare Änderung der Bewölkung in Wien hingewiesen, welche sicherlich lediglich auf den im Laufe der Zeit immer strenger befolgten Beschluß des internationalen Meteorologenkongresses 1873 zurückzuführen ist, nach welchem auch bei feiner Ci-Decke Bewölkung 10 einzutragen ist. Wohl gestatten die Sonnenschein-Registrierinstrumente eine sichere, von persönlichen Einflüssen freie Beurteilung des Himmelszustandes, jedoch sind Untersuchungen über säkulare Änderungen des Sonnenscheins bisher nur für vereinzelte Orte durchgeführt worden.

Eine derartige über die ganze Nordhalbkugel ausgedehnte Untersuchung wäre sicherlich von großem Wert, aber mit sehr viel Arbeit verbunden, da die World Weather Records den Sonnenschein nicht enthalten, so daß eine Zusammenfassung nach Jahrbüchern u. dgl. nötig wäre. Die Kenntnis der säkularen Änderung des Sonnenscheins bzw. der Bewölkung wäre vor allem wichtig, um die dadurch bedingten Änderungen im Strahlungsumsatz beurteilen zu können: Eine Abnahme der Bewölkung in den Roßbreiten, wie sie bei verstärkter Zirkulation zu erwarten ist, würde vor allem die Zustrahlung erhöhen, also erwärmend wirken; die gleichzeitige Zunahme der Bewölkung in hohen Breiten (im Winter auch in mittleren Breiten), wie dies ebenfalls als Folge einer verstärkten Zirkulation anzunehmen ist, würde hier vor allem die Ausstrahlung herabsetzen, also ebenfalls erwärmend wirken. Es scheint so, daß durch eine ursprünglich nur geringe Verstärkung der allgemeinen Zirkulation die Wirkung auf die Temperatur durch die gleichzeitige Änderung der Bewölkung merklich erhöht werden kann.

Im allgemeinen wird man erwarten dürfen, daß sich eine etwaige Änderung der Bewölkung und des Sonnenscheins einigermaßen richtig in der Änderung des Niederschlags ausdrückt. Dasselbe dürfte auch der Fall sein mit dem Wasserdampfgehalt der Luft (absolute Feuchtigkeit); dagegen ändert sich die relative Feuchtigkeit z. B. von Jahrzehnt zu Jahrzehnt — wenigstens in Bodennähe — so wenig, daß etwaige reelle Änderungen überdeckt werden durch veränderliche systematische Instrumentalfehler und durch Änderungen in der Meßmethode (z. B. Änderung der Psychrometertafeln).

Sehr verläßlich können säkulare Änderungen der interdiurnen Veränderlichkeit oder die Streuung der Tagesmittel nachgewiesen werden, da hierbei etwaige Sprünge der Instrumentalkonstante zum größten Teil unschädlich bleiben. Freilich ist die Deutung solcher Änderungen nicht einfach, und solange derartige Untersuchungen nur wenige Einzelstationen betreffen, lassen sich über den Zusammenhang solcher Änderungen mit denen anderer meteorologischer Elemente nur Vermutungen anstellen. Es folgen einige Beispiele säkularer Änderungen der eben genannten Klimafaktoren, übersichtliche Darstellungen können derzeit noch nicht gegeben werden.

Sonnenschein. In einer bereits erwähnten Arbeit (16) untersuchte Frisch auch die säkulare Änderung des Sonnenscheins in Dorpat und erhielt von 1901—1930 eine ausgeglichene Abnahme von nicht weniger als 170 Stunden pro Jahr oder rund 10 % des Mittelwertes. Damit in Übereinstimmung ist die Zunahme der Bewölkung von 1866 bis 1930 von 67 % auf 75 %. In Wien hat die Sonnenscheindauer von 1881 bis 1915 bis auf 1729 Stunden ab-, dann aber kräftig zugenommen*:

| | | | |
|---------------------|--------------|---------------------|--------------|
| 1881—1895 | 1857 Stunden | 1911—1925 | 1768 Stunden |
| 1896—1910 | 1795 „ | 1926—1935 | 1948 „ |

Der höchste Lustrenwert seit 1881 fällt auf die letzten Jahre 1931—1935: 1990 Sonnenscheinstunden. Die Zahlenwerte bis 1920 konnten der Bearbeitung der Klimaelemente in Wien von A. Wagner (37) entnommen werden, die nachfolgenden den Veröffentlichungen der Meteorologischen Zentralanstalt in Wien. Auch in Innsbruck nimmt die jährliche Sonnenscheindauer gegenwärtig zu, und zwar nach E. Eckhart (38) bereits seit 1906; in fünfjährigen Mitteln ergeben sich folgende Werte:

| | | | |
|-------------------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1906—1910 | 1911—1915 | 1916—1920 |
| Stunden | 1568 | 1625 | 1732 |
| Jahre | 1921—1925 | 1926—1930 | 1931—1935 |
| Stunden | 1768 | 1772 | 1773 |

* Vgl. den parallelen Gang der Jahresschwankung der Temperatur in Tabelle 6 (S. 27).

Barometrische Unruhe. Nach S. Evjen (39, 40) hat die „barometrische Unruhe“ (Summe der absoluten Luftdruckänderungen von einem Tagestermin zum nächsten während des ganzen Jahres) im Zeitraum 1871—1926 in Vardö recht gleichmäßig von Jahrzehnt zu Jahrzehnt abgenommen, im ganzen um etwa 10 %. Merkwürdigerweise zeigt sich aber diese Abnahme nur für die Intervalle 8 bis 13 Uhr und 13 bis 20 Uhr, nicht aber für die Nachtstunden 20 bis 8 Uhr. Da diese säkulare Abnahme in zwei norwegischen Vergleichsstationen nur schwach oder gar nicht auftritt, ist Evjen geneigt, die Erklärung in einer Verlagerung der durchschnittlichen Zyklonenbahnen zu suchen; auch hier könnte erst eine über ein großes Gebiet der Erde ausgedehnte Darstellung Klarheit bringen.

Meridionales Druckgefälle im Nordatlantik. Eine Bestätigung der bereits auf Grund der Arbeiten von A. Wagner und R. Scherhag nachgewiesenen Zunahme der allgemeinen Zirkulation seit längerer Zeit ergibt die Prüfung der zeitlichen Änderung des meridionalen Druckgefälles im Nordatlantischen Ozean zwischen 30° und 65° n. Br. auf Grund der Zahlenwerte von A. Defant (41) und A. Peppler (42). Letzterer stellt folgende Dezennienmittel zusammen (30) (Abweichungen in %):

| | | | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1881—1890 | 1891—1900 | 1901—1910 | 1911—1920 | 1921—1923 |
| % | — 1,1 | — 2,1 | + 8,0 | + 11,0 | + 24,3 |

10. Mögliche Ursachen der Klimaänderung seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts

Aus Abb. 2 ergibt sich eine Zunahme des mittleren meridionalen Druckgradienten vom Dezennium 1886—1895 zum Jahrzehnt 1911—1920. Scherhag fand eine noch stärkere Zunahme im Dezennium 1921—1930 gegenüber der Epoche 1851—1900 bzw. 1881—1920, und zwar ist der Unterschied gegen die weiter zurückliegende Epoche größer als gegen die nachfolgende. So kann geschlossen werden, daß mit den meridionalen Druckkontrasten auch die mittlere Intensität der allgemeinen Zirkulation von der Epoche 1851—1900 (Mitte = 1875) bis zum Dezennium 1921—1930 und nach den früheren Erörterungen darüber hinaus bis zur Jetztzeit (1938) wenigstens bei Betrachtung längerer Zeiträume dauernd zugenommen hat.

Für die weiter zurückliegenden Zeiten ist ein direkter Vergleich der Intensität der allgemeinen Zirkulation zwar nicht möglich, aber nach den Erörterungen auf S. 30 ist der Schluß gerechtfertigt, daß sich die

allgemeine Zirkulation schon seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts bis 1938 im großen und ganzen im selben Sinne geändert hat.

Über die Ursache dieser so lange anhaltenden Zirkulationsänderung sind wir auf indirekte Schlüsse angewiesen: Eine stärkere Zirkulation verlangt notwendigerweise einen größeren Energieumsatz Wärme → Bewegungsenergie. Dieser ist grundsätzlich in vier verschiedenen Formen möglich:

a) Es könnte ein übernormaler Energieumsatz in einem Teile der Erde kompensiert werden durch unternormale Verhältnisse in anderen Gebieten, also etwa übernormale Zirkulation auf der nördlichen Halbkugel bei unternormaler auf der südlichen. Die Untersuchungen A. Wagners (24) und R. Scherhags (27) zeigen aber eindeutig, daß sich die meridionalen Druckkontraste auf der ganzen Erde bei Betrachtung von Dezennien gleichsinnig geändert haben.

b) Der gesamte Wärmeumsatz Sonne → Erde → Weltraum ist gleich geblieben, geändert hat sich nur die Verteilung desselben: Wenn weniger Wärme für Schneesmelze und Wasserverdunstung verbraucht würde, oder wenn die Meere aus ihrem großen Vorrat Wärme an die Luft abgäben, selbst also kälter würden, dann stünde der Zirkulation der Atmosphäre mehr Energie zur Verfügung. Dieser Fall kommt aber derzeit nicht in Betracht; denn — wie noch ausgeführt werden wird — sind gerade in den letzten Jahrzehnten die Eismassen der Gebirgsgletscher und des nördlichen Eismeres beträchtlich zurückgegangen, es ist also das durch die Eismassen dargestellte Wärmedefizit im Laufe der Zeit kleiner geworden; desgleichen kommt eine abgeschwächte Verdunstung bei verstärkter Zirkulation wohl nicht in Frage. Auch dürfte nach verschiedenen Anzeichen (vgl. S. 48) der Wärmevorrat der Meere in letzter Zeit zugenommen haben.

c) Die Einstrahlung bleibt konstant, die Atmosphäre ist aber für die langwellige Ausstrahlung der Erde durchlässiger geworden, so daß die Endtemperatur der Wärmemaschine Atmosphäre eine niedrigere geworden ist; dann ändert sich vorerst die Temperatur in niedrigen Breiten nur wenig, sinkt aber in hohen Breiten. Dieser Vergrößerung des meridionalen Temperaturgefälles entspricht ein größeres Druckgefälle und damit auch eine Zunahme der Intensität der allgemeinen Zirkulation. Das neue Gleichgewicht würde sich nach Defant (43) bei verstärkter Zirkulation und niedrigerer Oberflächentemperatur der Erde einstellen. Auch dieser Fall stimmt mit den Beobachtungen nicht überein, denn die Temperatur ist im Mittel nicht gesunken, sondern gestiegen. So bleibt nur die Möglichkeit

d), daß nämlich die Einstrahlung im Laufe des letzten Jahrhunderts zugenommen hat, sei es, daß die Solarkonstante, sei es, daß die Durchlässigkeit der Atmosphäre für kurzwellige Strahlung größer geworden ist.

Verlässliche Messungen der Solarkonstante liegen leider erst seit dem Beginn unseres Jahrhunderts vor. Nach W. Bernheimer (44) ergibt sich für den Zeitraum 1902—1912 ein Mittelwert der Solarkonstante $S = 1,933 \text{ g cal/cm}^2/\text{min}$, aus 1244 Beobachtungstagen des Zeitraums 1912—1920 $S = 1,946$ und für die Zeit Oktober 1920 bis November 1924 $S = 1,931$. Nachstehend sind nach Bernheimer (45) die Jahreswerte der Solarkonstante 1922—1933 mitgeteilt ($1,9 + \dots$):

| | | | | | | |
|------------|------|------|------|------|------|------|
| Jahr | 1922 | 1923 | 1924 | 1925 | 1926 | 1927 |
| S | 288 | 325 | 425 | 450 | 403 | 426 |
| Jahr | 1928 | 1929 | 1930 | 1931 | 1932 | 1933 |
| S | 396 | 343 | 402 | 457 | 459 | 421 |

Das Mittel dieser 12 Jahre beträgt $1,940 \text{ g cal/cm}^2/\text{min}$.

Die Schwankungen größerer Zeiträume (etwa Dezennienmittel) betragen demnach weniger als 1% und erst die Zukunft wird lehren, ob sich die Solarkonstante von Dezennium zu Dezennium in einem Ausmaß ändert, welches auch quantitativ die Änderung der Mitteltemperatur der Erdoberfläche und die Änderung der Intensität der allgemeinen Zirkulation zu erklären vermag. Würde sich die Erde wie ein schwarzer Körper verhalten, so könnte bereits eine geringe Änderung der Solarkonstanten eine recht merkliche Änderung der Mitteltemperatur der Erde bewirken. Da die Ausstrahlung eines schwarzen Körpers proportional T^4 ist ($T =$ absolute Temperatur), entspricht einer Änderung der Solarkonstanten von 1 % eine Temperaturänderung der ausstrahlenden Oberfläche von etwa $0,7^\circ \text{C}$.

Jedoch liegen in Wirklichkeit die Verhältnisse viel komplizierter: Vor allem wird nicht die ganze Zunahme der zugestrahlten Wärme auf eine Temperaturerhöhung der Erdoberfläche verwendet, vielmehr wird jedenfalls auch die Verdunstung beschleunigt; die hierfür verbrauchte Wärme wirkt erst in größerer Höhe bei der Kondensation erwärmend, wirkt also im Sinne einer Verkleinerung des vertikalen Temperaturgefälles. Vor allem aber wird bei der Zunahme der Zustrahlung die Bewölkung vergrößert und dadurch ein größerer Anteil der zugestrahlten Wärme an der Wolkenoberfläche reflektiert. Wie C. G. Simpson (46) näher ausgeführt hat, bleibt so für eine zusätzliche Erwärmung nur wenig übrig.

Allerdings ist zu bedenken, daß eine vergrößerte Wärmezufuhr die Bewölkung nicht gleichmäßig auf der ganzen Erde verstärken würde: In den Trockengebieten mit durchschnittlich absteigender Luftbewegung

könnte sich die Bewölkung nicht erhöhen, vielmehr würde sie im Gefolge einer verstärkten Zirkulation noch weiter abnehmen; in den höheren Breiten der Westwindzone aber würde eine verstärkte Bewölkung zwar die Einstrahlung verringern, trotzdem aber erwärmend wirken, weil gleichzeitig auch die Ausstrahlung abgeschwächt würde, die in höheren Breiten den Ausschlag gibt. So könnte immerhin auch eine geringe Zunahme der Solarkonstante eine merkliche Erhöhung der Oberflächentemperatur bewirken, in niedrigen Breiten (Roßbreiten) durch Erhöhung der Einstrahlung, in höheren durch Schwächung der Ausstrahlung.

Auf einen Umstand sei noch hingewiesen: Nach A. Defant (43) bewirkt eine verstärkte Zustrahlung zuerst eine Temperaturerhöhung in niederen Breiten, damit also einen verstärkten meridionalen Temperatur- und Druckgradienten. Durch die einsetzende verstärkte Zirkulation wird der meridionale Wärmeaustausch entsprechend erhöht, der den meridionalen Temperaturgradienten wieder auf den Normalwert herabdrückt; im neuen Gleichgewicht ist dann lediglich die Mitteltemperatur auf der ganzen Erde gleichmäßig erhöht. Dieser Vorstellung widerspricht scheinbar die Feststellung Scherhags (l. c.), daß im Dezennium 1921—1930 vor allem die nördliche Polarkalotte eine besonders starke Temperaturerhöhung zeigt. Man muß aber bedenken, daß für die Zirkulation nicht die Oberflächentemperatur sondern die Mitteltemperatur einer mächtigen Luftschicht maßgebend ist. Es ist durchaus verständlich, daß bei verstärkter Zirkulation in höheren Breiten infolge Zunahme der Bewölkung und der mittleren Windstärke die kräftige Bodeninversion abgebaut wird, so daß sich in den bodennahen Schichten ein besonders starker Temperaturanstieg ergibt, während in einiger Höhe die Temperaturzunahme nicht größer zu sein braucht als in niedrigen Breiten.

Da es immerhin zweifelhaft bleibt, ob in den letzten 100 Jahren eine genügend starke Änderung der Solarkonstante vor sich gegangen sein mag, sei noch die letzte Möglichkeit für die Erklärung einer einheitlichen, lange anhaltenden Klimaänderung besprochen: Sie ist gegeben durch eine etwaige Änderung des Transmissionskoeffizienten der Atmosphäre für kurzwellige Strahlen. Als schwächende Beimischung kommt nur in Betracht ein veränderlicher Gehalt an flüssigen bzw. festen Wasserteilchen (Wolken) und schließlich an Staub.

Die Kohlensäuretheorie, die Sv. Arrhenius vor allem zur Erklärung der Eiszeiten aufgestellt hat, scheidet schon von vornherein aus; denn in dem kurzen Zeitraum von einem Jahrhundert könnte der CO_2 -Gehalt unmöglich so stark zugenommen haben, daß damit eine so auf-

fällige Wirkung zu erklären wäre — trotzdem durch Verfeuerung von Kohle und Öl in immer steigendem Maße CO_2 erzeugt wird.

Eine Änderung des Wasserdampfgehalts wird zwar zweifellos als Folge einer geänderten Energiezufuhr auftreten; aber als primäre Ursache einer Klimaänderung kann ein geänderter Wasserdampfgehalt wohl nicht angesehen werden.

Dagegen wurde der veränderliche Staubgehalt der Atmosphäre bereits mehrfach als mögliche Ursache von Klimaschwankungen in Betracht gezogen; vor allem hat W. J. Humphreys (47) die Frage eingehend untersucht, inwieweit Aschenausbrüche von Vulkanen für Klimaschwankungen verantwortlich zu machen sind. Nach Humphreys schwächt Vulkanasche vor allem die kurzwellige Sonnenstrahlung, 30mal stärker als die langwellige Erdstrahlung; dadurch wird die der Erde zugeführte Strahlung vermindert, ohne daß gleichzeitig die Erdstrahlung entsprechend gehemmt würde. Humphreys spricht daher von einer entgegengesetzten Glashauswirkung.

Wie erheblich die direkte Sonnenstrahlung durch Staubtrübungen herabgesetzt wird, ersieht man aus einer Arbeit H. H. Kimballs (48), der für die Jahre 1883—1923 die an der Erdoberfläche mit Schwarzkugelthermometer gemessene Intensität der Sonnenstrahlung im Mittel von 13 Stationen graphisch darstellt. Nach der dort gegebenen Abbildung zeigen sich sehr kräftige Absenkungen nach 1883 (Krakatau), 1902 (Mt. Pelée, Santa Maria und Colima) und 1912 (Katmai); auf eine Wiedergabe dieser Darstellung kann verzichtet werden, da sie auch in die 5. Aufl. der Meteorologie von J. v. Hann aufgenommen wurde.

Auch Defant (41) glaubt, einen recht beträchtlichen Einfluß größerer Lockerausbrüche auf die Intensität der allgemeinen Zirkulation im Nordatlantischen Ozean feststellen zu können. Er findet im Jahre des Ausbruchs eine stärkere Herabsetzung dieser Intensität, in den nachfolgenden Jahren dagegen eine übernormal entwickelte Zirkulation; diese letztere Steigerung erklärt Defant als Schwingung der aus dem Gleichgewicht gebrachten atmosphärischen Zirkulation um ihre Gleichgewichtslage.

Im einzelnen aber finden sich doch schwer zu erklärende Unstimmigkeiten: In Tabelle 7 sind die Anomalien des mittleren meridionalen Druckgefälles über dem Nordatlantischen Ozean zwischen 30° und 65° n. Br. in % des 43jährigen Mittelwertes nach A. Defant (41) und A. Peppler (42) zusammengestellt. Die Jahre mit Lockerausbrüchen sind mit einem * versehen. Im Jahre 1883 fand der außerordentlich kräftige Ausbruch des Krakatau statt, außerdem noch zwei weitere Vulkanausbrüche, trotzdem bleibt die Zirkulation noch im Jahre 1884

Tabelle 7. Abweichung des mittleren meridionalen Druckgefälles im Nordatlantischen Ozean zwischen 30 und 65° n. Br. vom Mittelwert in Prozenten nach A. Defant und A. Peppler. 1881—1923

| Jahr | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------|------|-------|---------|-------|-------|---------|--------|--------|---------|--------|
| 1880 | | — 5,1 | 11,3 | 6,8* | 12,8 | — 17,8* | — 0,3* | — 26,9 | — 33,0* | 18,1 |
| 1890 | 22,4 | — 4,5 | — 34,3* | — 7,2 | 33,1 | — 12,8 | — 2,8 | 11,4 | 11,4* | — 17,6 |
| 1900 | 2,5 | — 6,3 | — 16,8* | 21,6 | 37,6 | 25,1 | 2,5 | 7,7 | 21,6 | — 14,1 |
| 1910 | 0,6 | 28,4 | 14,9* | 42,3 | 44,8* | — 20,8 | — 3,9 | — 29,2 | 14,9* | — 8,2 |
| 1920 | 27,1 | 27,0 | 21,8 | 21,4 | | | | | | |

überrnormal und sinkt erst dann zum kräftig entwickelten Minimum im Jahre 1888. Im Jahre 1912 nach dem ebenfalls kräftigen Lockerausbruch des Katmai bleibt die Zirkulation überrnormal und zeigt nur eine schwache Senke; in den beiden folgenden Jahren werden sogar die Höchstwerte der allgemeinen Zirkulation während der ganzen Beobachtungsreihe erreicht. Andererseits fällt der relativ schwache Ausbruch des Awoe im Jahre 1892 ungefähr mit dem Minimum der Zirkulation zusammen und auch zur Zeit der drei Lockerausbrüche im Jahre 1902 ist die allgemeine Zirkulation unternormal.

Es ist natürlich äußerst schwer, die Wirkung eines Vulkanausbruchs quantitativ zu erfassen: Lavaausbrüche kommen überhaupt nicht in Betracht, und bei Lockerausbrüchen spielt nicht nur die Gesamtmenge der Asche eine Rolle (diese Menge kann bis zu 100 km³ bei einzelnen Ausbrüchen anwachsen), sondern vor allem auch die Menge des feinsten Staubes und die Höhe, bis zu welcher derselbe durch die Explosion hinaufgeschleudert wird. Nur dieser äußerst feine Staub vermag sich lange genug in den hohen Schichten der Atmosphäre zu halten und eine länger andauernde Schwächung der Einstrahlung zu bewirken.

Vorläufig kann noch nicht entschieden werden, ob die Schwankungen der allgemeinen Zirkulation und damit auch die auffällige Klimaänderung der Gegenwart auf eine Änderung der Solarkonstante oder auf eine langfristige Änderung der Durchlässigkeit unserer Atmosphäre zurückzuführen ist. In letzterem Falle müßte man annehmen, daß es früher viel mehr wirksame Lockerausbrüche gegeben hat, und daß im Laufe des Jahrhunderts der Staubgehalt der hohen Schichten allmählich abgenommen hat. Diese Annahme ist aber ebenso unsicher wie die einer hinreichenden Abnahme der Solarkonstante. So steht zwar die Tatsache der in den letzten zwei Jahrzehnten besonders kräftig entwickelten Klimaänderung außer Zweifel, eine bestimmte Ursache hierfür kann aber derzeit noch nicht angegeben werden.

Literatur

- 1) K. Kirde, Change of Climate in the Northern Hemisphere. *Scient. Papers Met. Obs. Tartu*, Nr. 2, 1938.
- 2) J. v. Hann, *Lehrbuch der Meteorologie*, 4. Aufl., S. 115.
- 3) A. Schmauss, Zur Klimaverwerfung um die Jahrhundertwende. *Beitr. Phys. d. fr. Atm.* **19**, 37, 1932.
- 4) W. Naegler, Ein Klimaabschnitt erhöhter Wärmetätigkeit seit 1898. *Das Wetter* **1936**, S. 295.
- 5) W. Köppen, Die Schwankungen der Jahrestemperatur im westlichen Mitteleuropa von 1761—1936. *Ann. d. Hydr.* **1937**, S. 297.
- 6) A. Wagner, Untersuchung der säkularen Änderung der Jahresschwankung der Temperatur in Europa. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* **20**, 134, 1928.
- 7) *World Weather Records*, herausgegeben von H. Clayton, *Smithson. Miscell. Coll.*, Vol. 79, 1927 und Vol. 90, 1934.
- 8) Ausführliches Referat von J. v. Hann in *Met. Zeitschr.* **1919**, S. 173.
- 9) O. V. Johannson, Die abnehmende Kontinentalität in Europa. *Mitt. d. Met. Instituts d. Univ. Helsingfors*, Nr. 13, 1929.
- 10) O. V. Johannson, Blir Europas Klimat mera ozeaniskt? *Mitt. d. Met. Instituts d. Univ. Helsingfors*, Nr. 12, 1929.
- 11) A. Ängström, Lufttemperatur och Temperaturanomalier i Sverige 1901—1930. *Meddelanden from St. Met. Hydrogr. Anst. Stockholm*, **7/2**, 1938.
- 12) J. B. Kincer, Is our climate changing? *Month. Weath. Rev.* **1933**, S. 251.
- 13) G. Schott, Klimakunde der Südseeinseln. *Handb. d. Klimatologie* von W. Köppen und R. Geiger, Bd. IV, T, S. 61.
- 14) D. O. Swiatsky, Ref. v. W. Köppen: Schwankungen des Klimas von Leningrad. *Met. Zeitschr.* **1935**, S. 224.
- 15) L. S. Berg, Recente Klimaschwankungen und ihr Einfluß auf die geographische Verbreitung der Seefische. *Zoogeographica* **3**, 1, 1935.
- 16) K. Frisch, Die Veränderungen der klimatischen Elemente nach den meteorologischen Beobachtungen in Tartu 1866—1930. *Acta et comm. Univ. Dorpatensis (A)* **23/5**, 1932.
- 17) C. E. P. Brooks, The change of climate in the British Isles. *Met. Mag.* **70**, 153, 1935.
- 18) A. E. M. Geddes, Temperature Trend at Aberdeen from 1870—1932. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* **61**, 347, 1935.
- 19) H. Arakawa, Increasing Temperature in large developing cities. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* **50**, 3, 1937.
- 20) C. E. P. Brooks, The secular variation of climate. *Geogr. Rev.* **50/1**, 1921.
- 21) R. Scherhag, Die Erwärmung der Arktis. *Journ. du conseil intern. pour l'exploration de la mer* **12/3**, 263, 1937.
- 22) R. Scherhag, Die Erwärmung des Polargebietes. *Ann. d. Hydr.* **1939**, S. 57.
- 23) F. Steinhauser, Wie ändert sich unser Klima? *Met. Zeitschr.* **1935**, S. 363.
- 24) A. Wagner, Untersuchung der Schwankungen der allgemeinen Zirkulation. *Geogr. Annaler* **1929**, S. 33.
- 25) C. E. P. Brooks, The secular variation of rainfall. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* **45**, 233, 1919.

26) R. Scherhag, Eine bemerkenswerte Klimaänderung über Nord-europa. *Ann. d. Hydr.* **1936**, S. 96.

27) R. Scherhag, Die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 25 Jahren. *Ebenda* **1936**, S. 397.

28) W. Gorczyński, Pression atmosphérique en Pologne et en Europe. *Warschau* 1917.

29) Meteorologisches Taschenbuch, herausgeg. v. F. Linke, Bd. I, 1931.

30) A. Peppler, Stehen wir wieder am Beginn einer kontinentaleren Klimaepoche? *Das Wetter* **1936**, S. 37.

31) Mitteleuropäischer Witterungsbericht, herausgeg. v. d. staatl. Forschungsstelle f. langfristige Witterungsvorhersage in Bad Homburg v. d. Höhe.

32) F. M. Exner, *Dynamische Meteorologie*, 2. Aufl., S. 211ff. Berlin, Jul. Springer, 1925.

33) W. van Royen, Postglacial topographic and climatic changes in the Central Great Plains Regions USA. Ref. in *Bull. Amer. Met. Soc.* **19**, 217, 1928.

34) C. D. Redd, Secular Trend of Iowa precipitation. *Month. Weath. Rev.* **1930**, S. 139.

35) L. F. Page, Temperature and Rainfall Changes in the United States during the past 40 years. *Ebenda* **1937**, S. 46.

36) J. v. Hann, Schlechte Mittel der Bewölkung als Folge eines mangelhaften Beschlusses der Meteorologen-Kongresse. *Met. Zeitschr.* **1916**, S. 131.

37) A. Wagner, Der jährliche Gang der meteorologischen Elemente in Wien (1851—1920). *Klimatographie von Österreich*, Teil X, 1930.

38) E. Ekhardt, *Klima von Innsbruck*. Ber. d. naturw.-med. Vereins Innsbruck, Jahrg. 43/44, 1931/32—1933/34.

39) S. Evjen, Untersuchung der barometrischen „Unruhe“ in Vardö. *Met. Zeitschr.* **1927**, S. 472.

40) S. Evjen, Beitrag zur Kenntnis der barometrischen Unruhe. *Ebenda* **1930**, S. 107 u. 228.

41) A. Defant, Die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantischen Ozean im 25jährigen Zeitraum 1881—1905. *Geogr. Annaler* **1924**, S. 13.

42) A. Peppler, Energieschwankungen der nordatlantischen Zirkulation und Sonnenflecken 1881—1923. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* **29**, 187, 1931.

43) A. Defant, Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde. *Geogr. Annaler* **1921**, S. 209.

44) W. Bernheimer, Strahlung und Temperatur der Sonne. *Handb. d. Astrophys.*, Bd. IV, S. 34, 1929.

45) W. Bernheimer, Strahlung und Temperatur der Sonne. *Ebenda* VII (Ergänzungsband), S. 342, 1936.

46) C. G. Simpson, Some studies in terrestrial radiation; Further studies in terrestrial radiation. The distribution of terrestrial radiation. *Mem. R. Met. Soc.*; 2/16, S. 69, 1928; 3/21, S. 1, 1928; 3/23, S. 53, 1929.

47) W. J. Humphreys, Volcanic dust and other factors in the production of climatic changes and their possible relation to ice ages. *Bull. of Mount Weather Obs.*, Vol. VI/1, 1913.

48) H. H. Kimball, Variation in solar radiation intensities measured at the surface of the earth. *Month. Weath. Rev.* **1924**, S. 527.

II. Rückwirkung der Klimaschwankungen auf andere Naturerscheinungen; indirekte Zeugen von Klimaschwankungen in historischer Zeit

Es ist mit Sicherheit zu erwarten, daß sich Klimaschwankungen von größerer Intensität und längerer Dauer auf die verschiedensten Erscheinungen in der Natur auswirken müssen. Zwei Fragen treten hier auf:

1. Inwieweit lassen sich gewisse Änderungen in der Natur auf Klimaschwankungen zurückführen? Wie gestaltet sich dieser Zusammenhang? Welche Klimafaktoren sind maßgebend?

2. Inwieweit eignen sich nachgewiesene Schwankungen von Naturerscheinungen als indirekte Zeugen für Klimaschwankungen in der Zeit vor Beginn der meteorologischen Beobachtungen?

In manchen Fällen ist der Zusammenhang mit säkularen Änderungen bestimmter Klimafaktoren sehr einfach herzustellen, in anderen wäre erst die Durchführung von Sonderuntersuchungen nötig, und in anderen wieder erscheint es ganz aussichtslos, Klarheit zu gewinnen, weil mehrere Möglichkeiten nicht zu trennen sind.

An sich sind Naturerscheinungen der leblosen Natur verlässlicher zu beurteilen als zeitliche Änderungen im Tier- und Pflanzenleben. Trotzdem sind auch die Erscheinungen der leblosen Welt häufig nicht eindeutig mit Klimaschwankungen in Zusammenhang zu bringen; diese Schwierigkeit tritt stets dann auf, wenn die Intensität der fraglichen Erscheinung gleichzeitig von mehreren meteorologischen Elementen abhängt, die eine Verknüpfung untereinander aufweisen. Es darf daher nicht Wunder nehmen, wenn für manche festgestellten Änderungen in der Natur bisher keine befriedigende Erklärung gegeben werden konnte, obwohl feststeht, daß es sich um eine — wenn auch komplexe — Auswirkung von Klimafaktoren handelt.

Bei Änderungen in der Tier- und Pflanzenwelt kommt noch hinzu, daß die biologischen Zusammenhänge mit den Klimafaktoren vielfach noch nicht hinreichend genau untersucht sind oder daß eine Anpassung von Tier und Pflanze an die geänderten Verhältnisse stattfindet, sodaß man aus Vorgängen in der Tier- und Pflanzenwelt nicht mit Sicherheit auf eine Änderung oder Konstanz von Klimafaktoren schließen kann. Als weitere Schwierigkeit für die Beurteilung kommt noch hinzu, daß

Tiere und Pflanzen auch von anderen Faktoren als Klimatelementen abhängen, etwa von Seuchen oder Schädlingen, vor allem aber von der Beeinflussung durch den Menschen. So sind z. B. Ernteerträge nur für die Beurteilung kurzfristiger Klimaschwankungen brauchbar, wenn man annehmen darf, daß sonstige Faktoren, wie etwa die Bodenbearbeitung, gleichgeblieben sind.

1. Rückgang der Eisbedeckung im Nördlichen Eismeer

Vom Dänischen Meteorologischen Institut in Kopenhagen werden seit 1895 jedes Jahr für die Monate April bis August Karten (1) veröffentlicht, welche die Eisgrenze in der Arktis erkennen lassen, soweit eben Beobachtungen vorliegen. Auf Grund dieser Karten stellte L. Breitfuß (2) in einer Karte (ohne Text) die im Sommer (April bis September) jedes Jahres mit Eis bedeckte Fläche in der Barentssee für die Jahre 1895—1925 dar; aus dieser Tafel lassen sich für die aufeinanderfolgenden Lustren folgende Mittelwerte für die mit Eis bedeckten Flächen (in Einheiten von 10^3 km^2) ableiten.

| | | | |
|-------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1896—1900 | 1901—1905 | 1906—1910 |
| 10^3 km^2 | 705 | 773 | 722 |
| Jahre | 1911—1915 | 1916—1920 | 1921—1925 |
| 10^3 km^2 | 846 | 842 | 580 |

Diese Zahlen lassen keine auffällige säkulare Schwankung erkennen; der einzige niedrige Wert für 1921—1925 würde erwarten lassen, daß es sich nur um eine durch die natürliche Streuung bedingte kurzfristige Senkung handelt. Tatsächlich aber war etwa das Jahr 1920 der Beginn für ein außerordentlich starkes bis in die Gegenwart anhaltendes Zurückgehen der Eisgrenze.

F. Kissler (3) behandelte, von derselben Beobachtungsgrundlage ausgehend, die Jahre 1898—1931 und teilte zur genaueren Beurteilung das am besten mit Beobachtungen bedeckte Gebiet 50° W bis 105° E in vier Zonen und charakterisierte für jede Zone und jedes Jahr die Schwere des Eisjahres durch eine Zahl 1—5; im Mittel aller vier Zonen erhält man folgende Lustrenwerte:

| | | | |
|------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1901—1905 | 1906—1910 | 1911—1915 |
| Eischarakter | 3,4 | 3,6 | 3,9 |
| Jahre | 1916—1920 | 1921—1925 | 1926—1930 |
| Eischarakter | 3,9 | 2,2 | 2,2 |

Der um 1920 stark zurückgewichene Eisrand bleibt also auch im letzten Lustrum in seiner abnormalen, nach Norden verschobenen Lage.

Am stärksten zeigt sich dieser Rückgang im Bereich 30° bis 50° E, wie R. Scherhag (4) für die Jahre 1898—1934 im einzelnen nachweist; die Hauptergebnisse sind in Tabelle 8 wiedergegeben, in welcher die Abweichung der Eisgrenze vom Mittelwert der Jahre 1898—1922 (in km) dargestellt sind.

Tabelle 8. Mittlere Abweichung der Eisgrenze (in km) im Ostspitzbergenmeer (30° bis 50° Ostlänge) im Spätsommer. (Südl. Abw. +, nördl. Abw. —)

| Jahr | Ab- weichung |
|------|-----------------|------|-----------------|------|-----------------|------|-----------------|------|-----------------|
| | | 1901 | — 60 | 1911 | 0 | 1921 | — 120 | 1931 | — 270 |
| | | 1902 | + 40 | 1912 | + 110 | 1922 | — 270 | 1932 | — 100 |
| | | 1903 | + 80 | 1913 | + 160 | 1923 | — 210 | 1933 | — 280 |
| | | 1904 | + 10 | 1914 | + 120 | 1924 | — 100 | 1934 | — 180 |
| | | 1905 | — 110 | 1915 | + 30 | 1925 | — 170 | | |
| | | 1906 | — 150 | 1916 | + 320 | 1926 | — 50 | | |
| | | 1907 | — 240 | 1917 | + 140 | 1927 | — 10 | | |
| 1898 | — 140 | 1908 | — 230 | 1918 | + 100 | 1928 | — 70 | | |
| 1899 | — 100 | 1909 | + 70 | 1919 | — 30 | 1929 | — 10 | | |
| 1900 | — 50 | 1910 | + 80 | 1920 | — 140 | 1930 | — 290 | | |

Es zeigt sich, daß während der zehn Jahre 1909—1918 die Eisgrenze zwischen 0 und + 320 km schwankte, daß also die Eisgrenze stets über die normale Lage nach Süden vorgeschoben war, im Mittel der zehn Jahre um 113 km. In der Folgezeit aber hat sich die Eisgrenze weit nach Norden zurückgezogen, im Mittel der elf Jahre 1919—1929 um 107 km über die Durchschnittslage; die letzten fünf Jahre ergeben sogar einen Mittelwert von 224 km, die horizontale Verschiebung im Mittel größerer Zeiträume beträgt also mehr als drei Breitengrade!

So wird es verständlich, daß sich gerade in Spitzbergen, an dessen Ostküste ungefähr die mittlere Eisgrenze liegt, die Schwankungen derselben in einer auffälligen Schwankung der Wintertemperaturen widerspiegeln. Nach Scherhag (4) geht hier die Lufttemperatur im Winter völlig parallel mit den Schwankungen der Eisgrenze im vorangegangenen Sommer. Für die Davisstraße hat Speerschneider (5) die Eisverhältnisse für jedes Jahr der Periode 1820—1930 durch die Zahlen 0—10 charakterisiert. Aus seiner Tabelle, die auch in den Annalen der Hydrographie (6) abgedruckt ist, wurden die nachstehenden Dezennienmittel gebildet (Tabelle 9). Man beachte die starke und gleichmäßige Abnahme der Eisführung vom Dezennium 1881—1890 bis auf die Hälfte im letzten Dezennium.

Tabelle 9. Änderung der Eisverhältnisse in der Davisstraße;
0 = eisfrei; 10 = schweres Eis

| | | | | |
|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre..... | 1821—1830 | 1831—1840 | 1841—1850 | 1851—1860 |
| Eis..... | 3,9 | 6,2 | 4,3 | 4,8 |
| Jahre..... | 1861—1870 | 1871—1880 | 1881—1890 | 1891—1900 |
| Eis..... | 4,8 | 5,6 | 6,7 | 5,6 |
| Jahre..... | 1901—1910 | 1911—1920 | 1921—1930 | |
| Eis..... | 5,1 | 3,7 | 3,4 | |

Es ist wohl kein Zweifel, daß die vielen Erfolge, welche russische Expeditionen im letzten Jahrzehnt in den arktischen Gewässern erzielen konnten, zum allergrößten Teil auf die außerordentlich günstigen Eisverhältnisse zurückzuführen sind. Während in früherer Zeit die Nordostpassage als ein äußerst schwieriges Unternehmen galt und lange Zeit nicht glückte, scheint gegenwärtig ein beschränkter Schiffsverkehr längs der Nordküste Eurasiens wenigstens gelegentlich möglich zu sein; 1932 gelang es dem Schiff „Knipowitsch“ — zum erstenmal in der Geschichte der Polarfahrten — das Franz-Josef-Land zu umfahren.

2. Erwärmung des Meerwassers in der letzten Zeit

Erstaunlich ist, daß ein so konservatives Element wie die Wassertemperatur des Meeres auf die Zunahme der Lufttemperatur in den letzten Jahrzehnten bereits ganz deutlich reagiert. Auf Grund der zahlreichen russischen Expeditionen in der Barentssee zeigte W. Wiese (7, 8, 9), daß die Oberflächentemperatur von der Küste bis 77° n. Br., westwärts bis 17° w. L. in den letzten 20 Jahren ganz beträchtlich zugenommen hat. Nach einem Bericht von L. S. Berg (10) ergeben sich für die Barentssee im Mittel der Monate Juli bis September nachstehende Abweichungen der Oberflächentemperatur vom langjährigen Mittel in °C (Tabelle 10):

Tabelle 10. Wassertemperaturen in der Barentssee.
Abweichungen vom Mittel in °C

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| 1910 | — | — 0,8 | — 0,1 | — 0,3 | + 0,7 | — 1,1 | — 1,5 | — 1,6 | + 0,6 | + 2,2 |
| 1920 | + 1,0 | + 1,9 | + 1,0 | + 1,9 | — 0,1 | 0,0 | + 1,5 | + 1,0 | — | > + 0,9 |

Die Jahre 1912—1918 hatten somit eine mittlere Abweichung von — 0,7°, die folgenden Jahre 1919—1928 eine solche von + 1,1° C, die mittlere Temperaturzunahme beträgt somit nicht weniger als + 1,8° C.

Aber auch die unteren Wasserschichten in der Arktis blieben von dieser Erwärmung nicht unbeeinflusst, deren Beginn lange vor 1920 anzusetzen ist: Auf der Fahrt im Meridian der Stadt Kola bis 72° n. Br. im Mai 1921 war die Wassertemperatur im Mittel der Tiefe 0 bis 200 m um 1,1° bis 3,4° C höher als Ende Mai 1901, die Temperaturzunahme betrug im Mittel der ganzen 200 m tiefen Wasserschicht 1,9° C!

Eine übersichtliche Zusammenfassung der Ergebnisse, welche die zahlreichen russischen ozeanographischen Expeditionen der letzten Jahrzehnte in das nördliche Eismeer erbrachten, gibt J. Schokalsky (11). R. Scherhag (4) berichtet über diese Arbeit wie folgt: „Während Nansen auf der ‚Fram‘-Expedition (um 1895) im Polarmeer eine Deckschicht von 200 bis 250 m Tiefe mit einer Temperatur von — 1,0° bis — 1,9° feststellte, wurde von der ‚Elding‘ im Jahre 1927 zwischen Franz-Josef-Land und Nowaja Semlja in 100 m Tiefe + 1,1° gemessen und der Eisbrecher ‚Krasin‘ bestätigte diese Beobachtung im folgenden Jahre. Ebenso Sverdrup auf der ‚Nautilus‘-Expedition. Der Temperaturanstieg beträgt demnach in 100 bis 200 m Tiefe im Laufe der letzten 30 Jahre 2 bis 3°!“

Im Jahre 1929 wurden von den dem Moskauer Geographischen Institut gehörenden Schiffen ‚Sedoff‘ und ‚Persée‘ an der gleichen Stelle, die ‚Makaroff‘ für seine Beobachtungen im Jahre 1901 wählte, die 0°-Isotherme schon in einer Tiefe von 125 m statt 200 m gefunden. 1931 fand die ‚Persée‘ diese Isotherme in der gleichen Gegend bereits in 75 m Tiefe und ‚Lomonosoff‘ etwas weiter östlich sogar zwischen 25 und 40 m Tiefe. Darunter stieg die Temperatur auf + 1,6° an. Ähnliche Verhältnisse wurden 1932 zwischen Franz-Josef-Land und Nowaja Semlja angetroffen und 1934 bestätigt. Schließlich erwähnt Schokalsky, daß die Erwärmung des Polargebietes im Jahre 1921 begonnen habe und schreibt: Der Zweig des Nordatlantischen Stromes, der in den Arktischen Ozean am Rande des Kontinentalschelfs bei Spitzbergen eintritt, hat an Mächtigkeit so wesentlich zugenommen, daß die Deckschicht kalten Wassers, die zu Nansens Zeit 200 m dick war, jetzt auf weniger als 100 m reduziert worden ist.“

Diese Erwärmung des Seewassers blieb aber nicht auf das Nördliche Polarmeer beschränkt, auch das Golfstromwasser sowie die übrigen bisher untersuchten Küstengewässer der USA. zeigten in den letzten zwei Jahrzehnten eine entschiedene Erwärmung, wenn auch deren Ausmaß wesentlich geringer bleibt: In den Jahren 1934—1938 hat G. Slocum (12) in Month. Weath. Rev. eine Reihe von Berichten (12) erstattet, in welchen er für 12 Einzelgebiete des Golfs von Mexiko,

Tabelle 11. Änderung der Wassertemperatur an der Küste der Vereinigten Staaten nach G. Slocum

| Jahre | | 1912—1918 | 1919—1925 | 1926—1933 | Δ |
|-------|---------------------|-----------|-----------|-----------|--------|
| 1. | 15—20° N 80—85° W | — | 27,00 | 27,41 | — |
| 2. | 21—23° N 84—87° W | 26,77 | 26,71 | 27,03 | + 0,26 |
| 3. | 23—24° N 82—84° W | 26,31 | 26,56 | 26,84 | + 0,53 |
| 4. | 25—30° N 79—80° W | 25,90 | 26,11 | 26,33 | + 0,43 |
| 5. | 25—26° N 84—86° W | 25,50 | 25,78 | 26,00 | + 0,50 |
| 6. | 21—25° N 84—86° W | 25,24 | 26,09 | 25,88 | + 0,64 |
| 7. | 26—28° N 86—89° W | 25,33 | 25,50 | 25,58 | + 0,25 |
| 8. | 27—29° N 90—93° W | 23,83 | 23,83 | 24,22 | + 0,39 |
| Jahre | | 1912—1918 | 1919—1925 | 1926—1931 | Δ |
| 9. | 25—30° N 74—75° W | 24,81 | 24,92 | 25,02 | + 0,21 |
| 10. | 35—36° N 69—74° W | 22,22 | 22,45 | 22,75 | + 0,53 |
| | 36—37° N 69—73° W | | | | |
| | 37—38° N 69—71° W | | | | |
| 11. | 45—46° N 50—55° W | 5,08 | 5,62 | 6,11 | + 1,03 |
| | 46—48° N 50—52° W | | | | |
| 12. | 40—45° N 125—130° W | 11,21 | 11,16 | 11,87 | + 0,66 |

1.—8. Golfstrom; 9. Bahamainseln, 10. Atlantische Küste bei Virginia und Nord-Karolina, 11. Labradorstrom bei Neufundlandbank, 12. NW-Küste USA.

der Caribischen See und der Yukatanstraße, weiter für den Labradorstrom und die NW-Küste der USA. die Änderung der Oberflächen-temperatur auf Grund sehr zahlreicher Einzelmessungen (zumeist über 1000 für jedes Gebiet) nachweist. Obenstehend in Tabelle 11 eine übersichtliche Zusammenstellung der Temperaturmittel nach R. Scherhag (4 und 12a). Im Gesamtmittel der Zonen 2—8 ergeben sich für die drei Perioden folgende Temperaturen: 25,55°, 25,86° und 25,97°, also eine Zunahme von 0,42°C; am größten ist die Zunahme in höheren Breiten (Labradorstrom), nämlich 1,03°.

Entsprechende Temperaturmessungen aus der Tiefe liegen leider nicht vor, doch ist mit Sicherheit anzunehmen, daß sich die Erwärmung nicht auf die Oberfläche beschränkt hat. Mit Rücksicht auf die Größe der von der Erwärmung betroffenen Gebiete ist eine Temperaturzunahme von 0,4° bzw. 1,0° als außerordentlich hoch zu bezeichnen. Nach Scherhag hat die kräftige Erwärmung 1922 begonnen. In der Barentssee fällt dieser Beginn auf 1919, im selben Jahre setzt auch nach Tabelle 8 der kräftige Rückgang der Eisgrenze ein und in Spitzbergen beginnt die auffällige Erhöhung der Wintertemperatur nach B. J. Birkeland (13) unmittelbar darauf, nämlich 1920.

Auch für den englischen Kanal fand J. R. Lumby (14) eine deutliche Zunahme der Wassertemperatur:

| | | | | |
|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----|
| Jahre | 1903—1911 | 1912—1919 | 1920—1927 | Δ |
| t, °C. | 11,7 | 11,8 | 12,1 | 0,4 |

Für die Irische See veröffentlichte E. Goedecke (15) nach Messungen von I. Proudman nachfolgende Werte:

| | | | | |
|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----|
| Jahre | 1903—1910 | 1911—1920 | 1921—1930 | Δ |
| t, °C. | 10,2 | 10,1 | 10,5 | 0,3 |

Man könnte geneigt sein zu schließen, daß die Erwärmung ihren Ausgang in hohen Breiten genommen hat und daß sich der Golfstrom erst indirekt erwärmte, nämlich dadurch, daß die äquatorwärts setzenden Polarströme weniger abgekühlt wurden. Primär war wohl eine einheitliche Erhöhung der Wärmezufuhr, aber die verschiedenen Wasserkörper reagierten je nach der Stabilität ihrer Lagerung bzw. nach der Turbulenz rascher oder langsamer.

Aus dem Vergleich der Jahrzehnte 1886—1895 und 1911—1920 glaubte A. Wagner (16) auf Grund der wenigen verfügbaren Inselstationen schließen zu müssen, daß mit zunehmender Zirkulation die Oberflächentemperatur der Meere — im Gegensatz zur Lufttemperatur über dem Lande — abnehme; dies steht im Widerspruch mit der gesicherten Feststellung, daß im Jahrzehnt 1921—1930 die Wassertemperaturen sowohl in der Arktis wie auch im Bereich des Golfstromes zugenommen haben. Es scheint, daß nur an besonders gelegenen Küsten- und Inselstationen, dort nämlich, wo eine verstärkte Mischung mit dem kalten Tiefenwasser besonders wirksam ist, eine Abkühlung der Oberfläche eingetreten ist.

Für diese Ansicht sprechen auch die Zahlenwerte, welche Scherhag (4) für die am freiesten und am weitesten im Westen gelegenen Stationen an der Westküste Norwegens zusammengestellt hat, besonders für Röst auf den Lofoten. Hier kann man gewiß annehmen, daß Luft- und Wassertemperaturen in längeren Zeiträumen einigermaßen parallel gehen. Aus Tabelle 12 ergibt sich eine Temperaturzunahme im Jahresmittel schon seit Beginn der Beobachtungen, 1866, und zwar an allen drei Stationen Röst, Lofoten (67° 30' N, 12° 4' E), Ona (62° 52' N, 6° 33' E) und Utsira (59° 18' N, 4° 53' E). Die mittlere Zunahme beträgt 1° C und berechtigt zur Annahme, daß auch die Oberflächentemperatur des Nordatlantischen Ozeans an der Westküste Norwegens während der ganzen Zeit — vielleicht aber um einen kleineren Betrag — zugenommen hat.

Tabelle 12. Lufttemperatur an der Westküste Norwegens.
Jahresmittel in °C

| Jahre | Röst | Ona | Utsira | Mittel | Jahre | Röst | Ona | Utsira | Mittel |
|-----------|------|-----|--------|--------|-----------|------|-----|--------|--------|
| 1866—1875 | 4,5 | 6,4 | 6,9 | 5,9 | 1906—1915 | 4,8 | 7,0 | 7,4 | 6,4 |
| 1876—1885 | 4,8 | 6,6 | 6,9 | 6,1 | 1916—1925 | 5,1 | 7,0 | 7,1 | 6,4 |
| 1886—1895 | 4,8 | 6,7 | 7,0 | 6,2 | 1926—1935 | 5,7 | 7,1 | 7,5 | 6,8 |
| 1896—1905 | 4,6 | 6,8 | 7,1 | 6,2 | 1931—1935 | 5,8 | 7,2 | 7,7 | 6,9 |

Bei der großen Trägheit, welche der Temperatur größerer Wassermassen eigen ist, muß erwartet werden, daß die gegenwärtige stark positive Anomalie in der Arktis nicht von einem zum nächsten Jahre verschwinden kann, sondern daß es nach Änderung der äußeren Bedingungen noch längere Zeit dauern wird, bis die Temperatur dieser Wassermassen wieder ihren Normalwert früherer Jahrzehnte erreicht.

3. Säkulare Änderung in der Verbreitung der Seefische

Nach der beträchtlichen und weiträumigen Erwärmung der Gewässer — insbesondere in hohen Breiten — kann es nicht überraschen, daß sich diese Temperaturänderung auf die Entwicklung der Mikrofauna und -flora im Meere ausgewirkt hat, und daß im Gefolge die Lebensbedingungen für Seefische anders — teils günstiger, teils ungünstiger — geworden sind.

Der Geologe und spätere Gouverneur von Grönland D. H. Rink (17) berichtete 1872 auf Grund von örtlichen Nachforschungen, daß es um das Jahr 1820 an der Westküste Grönlands sehr viele Kabeljaue gab, die sich nach Norden bis zur Discobucht (69° N) verbreiteten. Später verschwanden die Fische, um gegen das Jahr 1845 von neuem zu erscheinen; auch diesmal kam der Dorsch im Süden unter 61° N massenhaft vor, verbreitete sich aber auch wie früher nordwärts bis zur Discobucht. Die darauf von Seiten verschiedener Nationen einsetzende Dorschfischerei in den Gewässern Westgrönlands fand aber alsbald ihr Ende. 1848 war das günstigste Jahr, aber schon 1849 ging der Fischfang auf Dorsche erheblich zurück und mußte 1851 aufgegeben werden. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts war der Dorsch zwar an der Westküste Grönlands nicht völlig verschwunden, kam aber so selten vor, daß eine regelrechte Fischerei gar nicht in Betracht kam. Über die Jahre 1866—1881 berichtete N. P. Scudder (17), „daß bei der Jagd auf andere Fische Dorsche so gut wie nie gefangen wurden; diese waren nicht in genügender Anzahl vorhanden, als daß sich ein Einsalzen gelohnt hätte“.

Zu Beginn unseres Jahrhunderts bemühte sich die dänische Regierung im Interesse der eingeborenen Eskimos, den Fischfang auf Dorsche an der Westküste Grönlands zu fördern, doch konnten 1906 auf einer Untersuchungsfahrt kaum 2000 Stück gefangen werden. 1908 und 1909 traten zwar Dorsche in Menge bei Fiskenaeset (63° n. Br.) auf, eine größere Ausbreitung dieser Fische fand aber erst 1917 statt. Nachstehend nach P. M. Hansen (18) die Menge der Rohausbeute der Dorschfischerei an der Westküste Grönlands (in Millionen kg) für die Jahre 1924—1934:

| | | | | | | |
|-----------------------------|------|------|------|------|------|------|
| Jahre | 1924 | 1925 | 1926 | 1927 | 1928 | 1929 |
| 10 ⁶ kg. | 0,83 | 0,86 | 2,06 | 3,29 | 3,68 | 5,63 |
| Jahre | 1930 | 1931 | 1932 | 1933 | 1934 | |
| 10 ⁶ kg. | 8,16 | 7,53 | 8,00 | 7,17 | 7,45 | |

Es ist zu betonen, daß der Dorsch in größeren Mengen zuerst im Süden Westgrönlands auftrat und sich allmählich immer weiter nach Norden ausbreitete. Gegenwärtig findet sich der Dorsch nach mündlicher Mitteilung O. Steinböcks bis in die Breite von Angmagsalik (65,6° n. Br.) in solcher Menge vor, daß sich sein Fang lohnt.

Dieser durch die Klimaschwankung bewirkte Aufschwung des Fischfanges ist in Westgrönland von besonderer wirtschaftlicher Bedeutung, da der Seehundfang bereits sehr stark zurückgegangen ist. Aber die Regierung ist sich bewußt, daß nach den Erfahrungen im 19. Jahrhundert wahrscheinlich nur ein vorübergehendes Auftreten der Dorsche in lohnender Menge in Frage kommt.

L. S. Berg (10) führt eine ganze Reihe weiterer Seefische an, die sich während der letzten zwei Jahrzehnte weiter nach Norden verbreitet haben. Meist handelt es sich um vereinzelte Exemplare, die in Gebieten auftauchen, wo sie früher überhaupt nie gefangen wurden, oder um ein gelegentliches Auftreten in größerer Menge von Fischen, die früher nur selten anzutreffen waren. Interessant ist das Auftreten einer Salmart bis in die Breite von Upernivik (72,8° n. Br.), wo dieser Fisch den Eingeborenen gar nicht bekannt war, und von dessen Existenz die Eskimos nur aus Berichten aus südlicheren Gegenden wußten (mündliche Mitteilung O. Steinböcks).

Abgesehen vom Dorsch an der Westküste Grönlands ist auch an der Ostküste Asiens in den nördlicheren Teilen das massenhafte Auftreten eines Fisches in neuester Zeit bekanntgeworden; auch hier hat der neuorganisierte Fischfang einen großen Aufschwung genommen: die pazifische Sardine (*Sardinops sagax melanosticta*), die an den Küsten

Japans massenhaft gefangen wird, wurde erstmalig 1913 an der Ostküste Sibiriens, und zwar in der Bucht Peters des Großen, konstatiert. Bereits 1931 wurden hier 100000 Tonnen dieses Fisches gefangen! Bis 1931 war diese Sardine bis an die Ostküste Kamtschatkas vorgedrungen.

Bemerkenswert ist, daß sich verschiedentlich Kaltwasserfische weiter nach Norden zurückgezogen haben; in Westgrönland ist der „Hellefisk“ (*Reinhardtius hippoglossoides* Walb), der hier als Speisefisch viel gefangen wird, seit 1925 so stark zurückgegangen, daß in Südgrönland dieser Fischfang aufgegeben wurde. Auf die zeitlichen Veränderungen der Mikrofauna und -flora an den Küsten im hohen Norden kann hier nicht eingegangen werden, es genüge die Feststellung, daß eine solche Änderung erst die Vorbedingungen für die Ausbreitung von Fischen schaffen kann.

4. Säkulare Änderung der Bodentemperatur

Eine länger anhaltende Erhöhung der Jahresmitteltemperatur der Luft muß sich notwendigerweise auch in die Tiefe des Erdbodens fortpflanzen; leider liegen umfassendere Untersuchungen über diese Frage noch nicht vor. Ein einziger Fall ist mir bekannt geworden, in welchem eine auffällige Beeinflussung der tieferen Bodenschichten durch die seit längerer Zeit wirksame Erhöhung der Lufttemperatur sichergestellt ist: L. S. Berg (10) berichtet, daß in der Stadt Messen (Rußland) (65°50' n. Br.) im Jahre 1837 einwandfrei „ewiges“ Bodeneis nachgewiesen wurde; es liegen eingehende Berichte vor, daß in jener Zeit Schwierigkeiten bei der Wasserversorgung überwunden werden mußten. 1933 konnte eine Kommission der Akademie der Wissenschaften in Leningrad an diesem Orte kein Bodeneis mehr entdecken, auch nicht unter einer Torfmoordecke von 1,5 m Dicke. Erst in 40 km Entfernung nördlich der Stadt wurde Bodeneis festgestellt, welches bei 0,5 m Tiefe begann und eine Dicke von 10 m hatte. Offenbar hat die Erhöhung der Lufttemperatur das Auftauen des Untergrundes bewirkt, die Grenze des Bodeneises, welche 1837 südlich der Stadt verlief, hat sich ein Stück weit (etwa 40 km) nach Norden zurückgezogen.

5. Gletscherschwankungen in historischer Zeit

Nicht minder eindrucksvoll als die Änderungen der Temperatur und der Eisbedeckung in hohen nördlichen Breiten sind die Gletscherschwankungen, die Änderungen ihres Flächeninhalts, ihrer Länge und ihrer Dicke. Zusammenhängende, bis in die Zeit vor 1900 zurückreichende

Beobachtungsreihen liegen allerdings nur aus den Alpen vor, in anderen Gebirgen der Erde beschränken sich die Angaben auf gelegentliche Feststellungen von Expeditionen.

a) Bedeutung der Gletscherschwankungen für den Wasserabfluß

Es besteht kein Zweifel, daß starke Änderungen in der Eisbedeckung der Gebirge eine erhebliche wirtschaftliche Bedeutung haben. In der Schweiz gibt es Häuser und Straßen, die knapp an den Moränen des letzten Gletscherhochstandes aufgeführt wurden, und die durch einen zukünftigen Hochstand der Gletscher von ähnlicher Größe gefährdet wären. So stehen die Bahnhöfe von Morteratsch (Engadin) und von Argentière (Chamonixtal) knapp an den Moränen des letzten Hochstandes; beim unteren Grindelwaldgletscher liegen sogar verschiedene Häuser und Straßen oberhalb der Moränen von 1850.

Verschiedene landwirtschaftliche Kulturen (z. B. Wallis und Vintschgau) müßten ohne Gletscherwasser veröden. Nur hingewiesen sei auf die wohlbegründete Ansicht H. v. Fickers (19), daß nach der letzten Eiszeit das Schmelzwasser der Pamirgletscher noch weit in die postglaziale Zeit hinein, als die Niederschläge schon auf den heutigen Stand gesunken waren, in den Niederungen am Fuße der Pamire eine dichte Besiedelung ermöglichten, bis eben die Hochlandsgletscher aufgezehrt waren.

Die Wasserführung der Bäche, die als maßgebender Faktor in die Berechnung der Leistungsfähigkeit von Wasserwerken u. dgl. eingeht, ist nicht nur von der mittleren Niederschlagsmenge im Einzugsgebiete abhängig, sondern in hohem Maße auch von der Änderung der Eismassen im Firnbecken. In Zeiten, in welchen die Gletscher wachsen, wird ein Teil des gefallenen Niederschlags zurückbehalten und als Eis aufgespeichert, in Zeiten eines Gletscherrückzuges dagegen wird der Abfluß durch die Ablation des Gletschers vermehrt. Da die Gletscheränderung eines Jahres und die gleichzeitige Niederschlagsmenge nicht einfach parallel zueinander gehen, muß die jährliche Abflußmenge stärker streuen, als nach der Streuung des Niederschlags zu erwarten wäre. Aber auch langjährige Mittelwerte des Abflusses müssen recht merklich davon abhängen, ob die Meßperiode in die Zeit eines einheitlichen Gletscherrückzuges oder -vorstoßes fällt.

Nehmen wir z. B. an, daß nur ein Viertel des Einzugsgebietes vergletschert ist, und daß — wie dies etwa dem letzten Jahrzehnt in den Ostalpen entspricht — die Gletschermasse im Mittel alljährlich um 1 m

einsinkt, entsprechend einem Wasserwert von etwa 900 mm. Diese übernormale Ablation hat im vorliegenden Falle auf den Abfluß dieselbe Wirkung wie ein um 225 mm übernormaler Niederschlag. Bei 1000 mm tatsächlichem Niederschlag macht dies 22 % aus. Folgt dann eine längere Periode mit Gletscherwachstum von gleichem Ausmaße, so werden — unter Annahme gleichbleibenden Niederschlags — 22 % desselben zur Firnbildung zurückbehalten und nur 78 % gelangen zum Abfluß, also 45 % weniger als zur Zeit des Gletscherrückzuges.

Allerdings, falls angenommen werden dürfte, daß die Gletschermasse ganz gesetzmäßig bei übernormalem Niederschlag zunimmt, bei unternormalem abnimmt, dann würde der Gletscher einen ganz wunderbaren Regulator der Abflußmenge darstellen, ähnlich einem Stausee; der sommerliche Abfluß würde wenig mit dem Niederschlag schwanken, vielmehr würden Schwankungen im Niederschlag durch entgegengesetzte Schwankungen der Ablation mehr oder weniger ausgeglichen werden. Es bleibt daher noch die Frage zu prüfen, inwieweit die herrschende Annahme berechtigt ist, daß Gletscherschwankungen im wesentlichen ein Abbild der gleichzeitigen oder unmittelbar vorangegangenen Niederschläge sind; davon aber später (S. 70 ff.).

b) Gletschermessungen

Für die Beurteilung von Gletscheränderungen in den Alpen kommen zweierlei Belege in Betracht, einmal Beobachtungen oder besser Messungen im Bereiche des Gletschergebietes und ferner historische Berichte über Gletscherstände. Seit etwa 50 Jahren wird an zahlreichen Gletschern der Alpen die Längenänderung der Zunge mit Hilfe von Steinmarken vermessen; in den Ostalpen geschieht dies durch den Deutschen Alpenverein, aber auch in der Schweiz (durch die Gletscherkommission der Schweizerisch-naturforschenden Gesellschaft) sowie in den französischen und italienischen Alpen wird seit längerer Zeit eine hinreichende Anzahl von Gletschern alljährlich kontrolliert. Die Zeitschrift für Gletscherkunde enthält alljährlich eine kurze Übersicht dieser Beobachtungen, meist in der Form, daß angegeben wird, welcher Prozentsatz der Gletscher vorgerückt, stationär geblieben ist oder sich zurückgezogen hat. Es verhalten sich nämlich durchaus nicht alle Gletscher bei Betrachtung kurzer Zeiträume gleichsinnig, erst der Gesamtdurchschnitt gestattet einen Schluß auf eine einheitliche Ursache, eine Änderung der klimatischen Verhältnisse; im einzelnen aber verursachen lokale Besonderheiten nicht unerhebliche Abweichungen: Die Länge des Gletschers, die Neigung der Gletscherzunge sowie die Exposition.

Diese Beobachtungen sind rasch und ohne besondere Hilfsmittel durchzuführen, besagen aber wenig, wenn es sich darum handelt, die Gletscheränderungen als physikalische Vorgänge quantitativ zu erfassen: Hierzu wäre es notwendig, die Änderung der Gletschermasse zu bestimmen; dies kann auf verschiedene Weise geschehen; einmal dadurch, daß längs einiger festgelegter Linien quer über den Gletscher genaue Profile aufgenommen werden, so daß man aus jeder Wiederholung Zahlenwerte für die Dickenänderung des Gletschers längs bestimmter Linien erhält. Um von groben Fehlern frei zu bleiben, muß eine solche Aufnahme im Spätsommer erfolgen, wenn der Gletscher bereits ausgeapert, d. h. schneefrei geworden ist. In hohen Firnregionen tritt dieser Zustand normalerweise nicht ein, hier muß eine Beurteilung der Massenänderung des Gletschers von der Annahme ausgehen, daß sich die mittlere Dichte der oberen Firnschicht von einer zur nächsten Aufnahme nicht wesentlich geändert hat, zumindest darf also kein Neuschnee aufliegen.

Eine Gesamtbeurteilung über die Änderung der Gletschermasse erhält man durch eine wiederholte photogrammetrische Aufnahme des Gletschers. Es wäre zu wünschen, daß in Zukunft wenigstens einige wichtige Gletscher auf diese Weise in kürzeren Zeitabständen — etwa von 10 zu 10 Jahren — einer genaueren Prüfung unterzogen würden.

Derartige mehr ins einzelne gehende Untersuchungen wurden und werden vor allem am Rhonegletscher (20, 21), ferner am Hintereis- und Vernagtgletscher im innersten Ötztal im Auftrage des Deutschen Alpenvereins und schließlich an den Gletschern des Sonnblickgebietes durch den Sonnblickverein durchgeführt. Diese Messungen reichen aber nicht so weit zurück, daß die großen Schwankungen im 19. Jahrhundert quantitativ erfaßt würden.

Aus der letzten die Sonnblickgletscher betreffenden Veröffentlichung seien einige bemerkenswerte Zahlen genannt. Nach Messungen N. Lichteneckers (22) sank im unteren Profil in rund 2500 m Seehöhe der Gletscher im Durchschnitt der Jahre 1930—1937 um 0,85 m pro Jahr ein; in der oberen Profillinie in einer Seehöhe von etwas über 2700 m betrug dieser Wert sogar 1,0 m. In der zitierten Arbeit befindet sich auch eine schöne Karte des Goldberg-Gletschers mit zahlreichen Eintragungen alter Moränen, der jährlichen Grenzen der Gletscherzungen, der Fließgeschwindigkeit des Eises u. a.

Für die Beurteilung der Gletscherschwankungen in der weiter zurückliegenden Vergangenheit ist man in erster Linie auf die ehemalige Lage der äußersten Grenze der Gletscherzungen angewiesen, also auf Spuren,

welche die Gletscher im Vorgelände hinterlassen haben, auf Stirn- und Seitenmoränen. Die Lage alter Stirn- und Seitenmoränen zeigt eindeutig die maximale Längserstreckung der Gletscherzunge, seitliche Ufermoränen oder sonstige Eisspuren an den seitlichen Hängen lassen erkennen, wie hoch die Eisdecke hinaufgereicht hat, ermöglichen also ein Urteil über die maximale Dicke der Gletscherzungen. Für die Beurteilung älterer Gletscherschwankungen besteht aber die große Schwierigkeit, daß ein Gletschervorstoß alte Moränen, die er überfährt, meist völlig zerstört, so daß schwächere Eisvorstöße nur erkannt werden können, soweit sie nach dem maximalen Vorstoß eingetreten sind. Glücklicherweise verhalten sich nicht alle Gletscher völlig einheitlich, bei einem Gletscher war dieser Vorstoß der größte, bei jenem der andere.

c) Höchststände der Gletscher in den Alpen

In den Alpen lassen sich eindeutig drei Maximalstände der Gletscher in den letzten Jahrhunderten unterscheiden: Im Dezennium 1851—1860, etwas vor 1820 und im 17. Jahrhundert. Abgesehen von diesen drei ins Auge springenden Vorstößen konnten auf Grund der jährlich wiederholten Messungen in den letzten Jahrzehnten noch zwei weitere Vorstöße festgestellt werden, die aber zumeist nur eine ganz unbedeutende Episode darstellen. Ein solcher Gletschervorstoß fällt auf das Dezennium 1891—1900, ein weiterer (wie es scheint, aber nur in den Westalpen) auf das Dezennium 1911—1920. Die nachfolgenden Zahlenwerte (Tabelle 13)

Tabelle 13. Prozentuelle Anzahl der Gletscher mit Vorstoß bzw. Rückzug in der Schweiz

| | | | | | | | | | | | |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Jahr | 1913 | 1914 | 1915 | 1916 | 1917 | 1918 | 1919 | 1920 | 1921 | 1922 | 1923 |
| Vorstoß . | 33 | 36 | 46 | 68 | 50 | 46 | 70 | 59 | 31 | 35 | 25 |
| Rückzug. | 59 | 54 | 50 | 29 | 44 | 40 | 27 | 34 | 62 | 50 | 56 |
| Jahr | 1924 | 1925 | 1926 | 1927 | 1928 | 1929 | 1930 | 1931 | 1932 | 1933 | 1934 |
| Vorstoß . | 23 | 19 | 52 | 22 | 14 | 11 | 8 | 22 | 13 | 15 | 10 |
| Rückzug. | 60 | 70 | 40 | 71 | 81 | 77 | 80 | 66 | 80 | 81 | 85 |

von J. Maurer (23) geben für die Schweiz den prozentuellen Anteil der Gletscher mit Vorstoß bzw. Rückzug vom vorangehenden zum angegebenen Jahr; die auf 100 fehlenden Prozente entfallen auf Gletscher, die stationär geblieben sind. Die Jahre 1916—1920 brachten einen mäßigen Überschuß der vorrückenden Gletscher, später aber nur mehr das Jahr 1926. In den letzten Jahren zeigt weitaus der größte Teil der Gletscher einen Rückzug.

Die beiden zuerst genannten Höchststände um 1850—1860 und 1810—1820 sind schon seit längerem genau bekannt und lassen sich für

viele Gletscher — zumindestens der nach 1850 — auf das Jahr genau angeben; in den Ostalpen fällt dieser Hochstand im allgemeinen auf die Jahre 1855/56. Die meist noch vegetationslosen Geröll- und Blockwälle der „1820er“- und der „1850er“-Moräne heben sich in der Natur deutlich ab und sind vielfach auch dem Laien sogleich erkennbar. Abb. 13 zeigt nach einer Aufnahme H. Kinzls (25) diese alten Moränen des Rhonegletschers, sowie im Vordergrund die älteste aus dem 17. Jahrhundert.

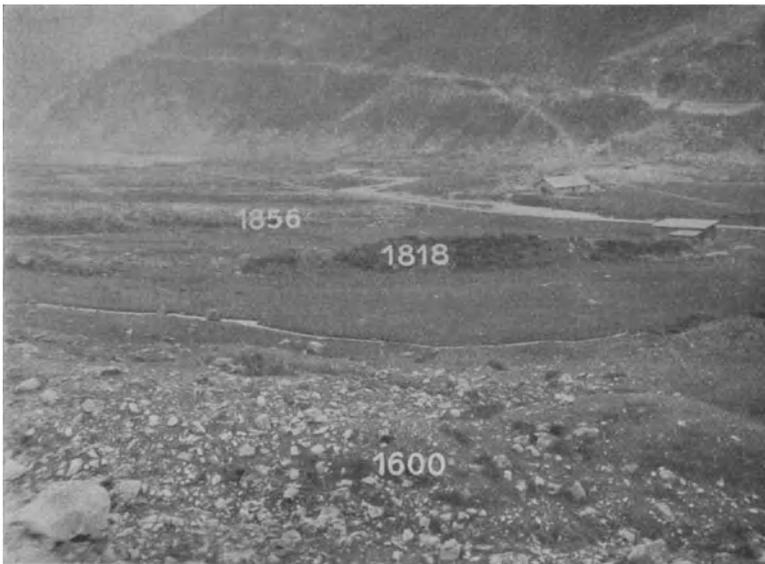


Abb. 13. Alte Moränen des Rhonegletschers von 1856, 1818 und aus dem 17. Jahrhundert. Aufnahme von H. Kinzl

In Abb. 14 ist nach derselben Quelle (S. 278) die Lage der drei Randmoränen, welche den Höchstständen um 1856, 1819 und 1643/44 am Glacier d'Argentière entsprechen, eingezeichnet. Allerdings läßt sich der Höchststand nach 1600 nur für wenige Gletscher (vor allem in der Schweiz) genau angeben; es scheint nach zeitgenössischen Berichten (S. 63), daß es sich um zwei Vorstöße handelt, die um die Mitte und gegen Ende des 17. Jahrhunderts eintraten (vgl. auch Abb. 16).

Die Moränen aus dem 17. Jahrhundert sind erst vor kurzem durch H. Kinzl (24, 25) in den Ost- und Westalpen näher untersucht worden. Sie sind in der Natur viel schwerer zu erkennen, sind bereits bewachsen und tragen sogar zum Teil 200 Jahre alte Bäume; trotzdem lassen sie

sich zumeist einwandfrei von den Moränen des letzten Eisvorstoßes der diluvialen Eiszeit unterscheiden. Kinzli nennt die im 17. Jahrhundert entstandenen Moränen „Fernau“-Moränen, nach dem Fernaugletscher im Stubaital, wo sie besonders auffällig und gut erhalten sind.

Zwischen den weiter talabwärts liegenden eiszeitlichen Daun-Moränen und den nahe beisammenliegenden Moränen nach 1600, 1820 und

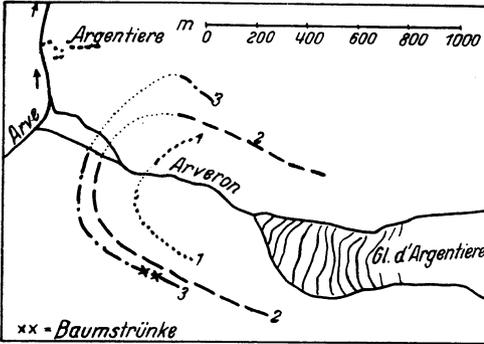


Abb. 14. Die alten Moränen des Glacier d'Argentière
(nach H. Kinzli)

1 = 1856; 2 = 1819; 3 = 1643/44

1850 fand Kinzli bei einigen Gletschern Spuren sehr alter Moränen, die er einem „Eggessen“-Stadium zuschreibt (nach dem Eggessengrat in den Stubaier Alpen); die Entstehung dieser noch wenig untersuchten Moränen ist nach Kinzli mit Rücksicht auf den Grad der Verwitterung und auf das Vorhandensein von Hochmooren, die sich erst nach diesem Gletscherhoch-

stand entwickeln konnten, auf die postglaziale Zeit zu verlegen und fällt bereits in die vorhistorische Zeit. Was die relative Intensität der drei genannten Hochstände in historischer Zeit betrifft, so lassen sie sich nicht in ein allgemein gültiges Schema einordnen; wie bereits erwähnt, verhalten sich die einzelnen Gletscher verschieden, bei manchen Gletschern ist die Moräne nach 1600 am meisten vorgeschoben, bei anderen die von 1820 und bei anderen schließlich die von 1850. Auch kommen bei verschiedenen Gletscherzungen neben Veränderungen ihrer Länge auch solche der Breite in Betracht; manche Gletscher haben beispielsweise nach 1600 ihre größte Länge erreicht, trotzdem sind aber Ufermoränen aus der Zeit um 1820 erhalten, die anzeigen, daß um jene Zeit die Gletscherzungen breiter oder auch dicker waren als die nach 1600. Man kann daher nur durch eine statistische Zusammenfassung ein ungefähres Bild über die mittlere Intensität der Gletscherentwicklung zu den Zeiten der drei Höchststände gewinnen.

Nach Kinzli (24) „entscheiden in der Hauptsache die besonderen Verhältnisse bei den einzelnen Gletschern, welcher der drei Vorstöße, der frührezente (nach 1600), der um 1820 und um 1850, am größten war“. In den Ostalpen ist bei den Gletschern mittlerer Größe der Hochstand

um 1850 am schwächsten ausgebildet; bei den größten Gletschern dagegen, wie bei den nach Norden fließenden Gletscherströmen des Gepatsch- und Mittelberg-Ferners und den Gletschern der nördlichen Tauerntäler und schließlich auch bei der Pasterze war gerade der Hochstand nach 1850 am kräftigsten entwickelt. Dasselbe Verhalten zeigen auch viele Kar- und Gehängegletscher; dagegen war im großen und ganzen in den Stubaier Alpen, in der Silvretta, am Ortler und auf der Südseite der Venediger-Gruppe der Vorstoß um 1820 größer als der um 1850.

Für die Westalpen stellte H. Kinzl (25) in einer Tabelle die Zeiten der Maximalstände von 67 von ihm untersuchten Gletschern der Schweizer Alpen einschließlich der Mont Blanc-Gruppe zusammen; zählt man die Fälle, in welchen die Gletscher in zwei Perioden denselben Höchststand erreichten, doppelt, so findet man 26 Gletscher, welche im 17. Jahrhundert ihren Höchststand erreicht haben, bei 22 fällt der Höchststand auf die Zeit um 1820 und bei 21 auf die Zeit nach 1850. Erheblich scheinen nach dieser Zusammenstellung die Unterschiede der drei Höchststände nicht gewesen zu sein.

Von anderen Forschern wurde zumeist der Vorstoß um 1820 als der kräftigste bezeichnet. Nach Kinzl (25), S. 363, „hielt E. Brückner den Höchststand um 1850 nur für eine vorübergehende Episode im allgemeinen Gletscherrückgang seit 1820“. Ferner erwähnt Kinzl die Ansicht des bekannten Gletscherforschers Heim, „daß in den Zentralalpen (= Schweizer Alpen) und Westalpen die größte Gletscherausdehnung in historischer Zeit in das Jahr 1818 fiel“; auch E. Richter neigte zu dieser Ansicht. Zur selben Auffassung gelangt man auf Grund einer Darstellung der Gletscherschwankungen in der Schweiz für die Zeit 1800—1900, welche J. Maurer (26) nach dem im Schweizerischen Alpinen Museum befindlichen Original des Topographen Hans Dübli gibt (siehe Abb. 15); über die benutzten Grundlagen dieser Zeichnung ist mir leider nichts bekannt geworden. Man ersieht aus dieser Abbildung, daß sich die einzelnen Gletscher zwar recht verschieden verhalten, daß aber ein durchschnittliches Zurückgehen der Gletscher von 1820 (oder wenige Jahre früher) bis zum Ende des 19. Jahrhunderts unzweifelhaft ist. Bei den meisten Gletschern ist nach Abb. 15 der Höchststand 1850—1860 nur schwach ausgesprochen, der Höchststand in der Zeit um 1890 ist meist nur durch eine leichte Aufwölbung der Kurven angedeutet.

Aus der feststehenden Tatsache, daß talabwärts von den drei erwähnten Moränen (17. Jahrhundert, 1820 und 1850) nur solche Moränenspuren gefunden werden konnten, deren Entstehung in die vorhistorische Zeit, in die Zeit des Rückzuges der letzten Eiszeit fallen, und aus der

weiteren Tatsache, daß sich die drei genannten Hochstände in ihrer Größe nicht allzusehr unterscheiden, folgt der bedeutsame Schluß, daß die Gletscher der Alpen in der ganzen historischen Zeit nie die Höchststände erreichten, wie sie seit 1600 bereits dreimal eintraten.

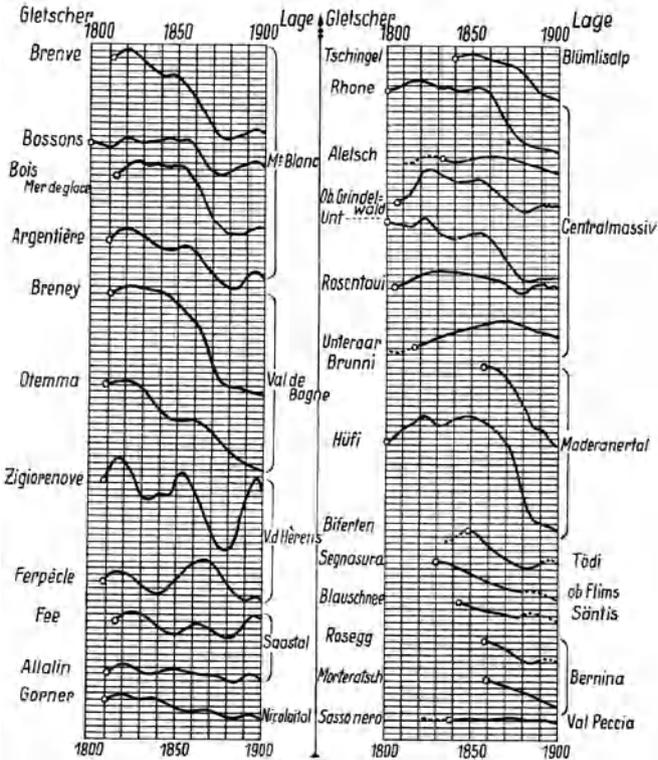


Abb. 15. Gletscherschwankungen in der Schweiz, 1800—1900 (nach J. Maurer)

Besonders beweisend hierfür ist ein Torfmoor aus der postglazialen Wärmezeit, welches bei der Dresdner Hütte in den Stubai-Alpen unmittelbar an die Fernau-Moränen anschließt. Mit Sicherheit kann geschlossen werden, daß hier seit der postglazialen Wärmezeit der Bereich des Torfmoors nie von Gletschern überfahren wurde, daß also hier die Gletscher in dieser langen Zeit niemals über den Stand der Fernau-Moränen vorrückten. Mit einiger Wahrscheinlichkeit darf man vielleicht noch weiter schließen, daß während des ganzen Mittelalters auch im Durchschnitt

die Gletscherstände niedriger waren als im Mittel der letzten drei Jahrhunderte. F. Machatschek (27) schreibt: „So dürften die Alpengletscher zu Ende des Mittelalters und bis in das 16. Jahrhundert hinein kleiner gewesen sein als heute.“ Ein strikter Beweis für diese Schlußfolgerung kann allerdings aus den Feststellungen in der Natur nicht erbracht werden.

d) Historische Berichte aus den Westalpen.

Hier helfen historische Berichte weiter, wenngleich diese wesentlich unsicherer sind. Zum erstenmal hat E. Richter (28) die verfügbaren Belege zusammengestellt und diskutiert. Leider ließ er sich ausschließlich von der Überzeugung leiten, daß die 35jährige Brücknersche Klimaschwankung (vgl. S. 192) eine feststehende Tatsache sei, und daß auch die Gletscherschwankungen lediglich ein Abbild dieser Brücknerschen Schwankungen darstellen. So lehnt er in aller Entschiedenheit die Ansicht ab, „daß in historischer Zeit vor dem 16. Jahrhundert die Alpengletscher dauernd kleiner gewesen seien als jetzt“ (d. h. 1891). Freilich lagen damals noch nicht die gründlichen Untersuchungen H. Kinzls über die Fernau-Moränen und über das Fehlen anderer historischer Moränen im Vorfeld der Gletscher vor, wohl aber eine Reihe historischer Zeugnisse, welche dafür sprechen, daß vor 1600 der Stand der Gletscher wenigstens während einiger Jahrhunderte auffällig niedrig gewesen ist.

In besonderer Ausführlichkeit hat O. Lutschg (29) die historischen Berichte über die Gletscherstände in der Schweiz, insbesondere im Mattmarkgebiet, gesammelt und die maßgebenden Stellen im Wortlaut veröffentlicht. Nachstehend eine kurze Zusammenfassung dieser Ergebnisse für die Zeit bis zum Ende des 17. Jahrhunderts.

| | |
|--------------|--|
| 1300 | der Allalngletscher bildet eine Sperre im oberen Saastale. |
| 1400 | Tiefstand der Gletscher. |
| 1506 | Tiefstand der Gletscher im Saastal. |
| 1589 | Hochstand des Allalngletschers. |
| 1599 | Vorstoß des Durandgletschers (Val d'Anniviers). |
| 1626—1633 | Vorstoß des Allalngletschers. |
| 1639 | Vorstoß des großen Aletschgletschers. |
| 1653 | Maximalstand des Aletschgletschers. |
| Um 1670—1680 | Hochstand des Schwarzenberg-Gletschers. |
| 1680 | Hochstand des Allalngletschers. |
| Um 1690 | Ende der Vorstoßperiode des Schwarzenberg-Gletschers. |

Insbesondere über den Allalingletscher liegen sehr viele historische Berichte vor, weil dieser bereits bei mäßigem Hochstand bis ins Tal vorstößt und hier einen Almweg überfährt. Dieser Umstand macht aber gerade den Allalingletscher für die Beurteilung der Gletscherstände wenig geeignet, weil sein Vordringen bis ins Tal noch wenig besagt. Fürs 18. Jahrhundert zählt Lüttschg nach den historischen Berichten nicht weniger als 15 „Hochstände“ dieses Gletschers auf; die beiden Höchststände im 19. Jahrhundert traten beim Allalingletscher im Jahre 1822/23 und im Jahre 1850 ein.

Bedeutsamer für den Nachweis niedriger Gletscherstände vor 1600 sind die Urkunden, aus welchen hervorgeht, daß einer der Gletscherhochstände nach 1600 Almen, Wiesenböden, ja sogar Siedlungen zerstört hat. Man darf daraus mit Sicherheit schließen, daß diese vor ihrer Zerstörung jahrhundertlang außerhalb des Gefahrenbereiches lagen. Nachstehend einige Beispiele solcher Urkunden: Nach Lüttschg gibt Ch. Des Loges in seiner „Voyage d'un convalescent dans le departement du Simplon 1813“ von einer Urkunde (Kaufvertrag) Kenntnis, nach welcher zwei Stücke Wiesenland „aux Monchettes“ und in „Zandaire“ im Jahre 1400 ausgetauscht worden sind, von denen das erstere im Jahre 1813 vom Gletscher überwuchert wurde, das letztere aber unberührt blieb.

Ferner: Aus einem Vergleich der Saaser Alpen in den Jahren 1506 und 1851 geht hervor, daß der Gletscher im Jahre 1851 manch einträgliche Weide, welche im Jahre 1506 noch bestanden hat, überdeckte, d. h. der Gletscher befand sich nicht nur bei Beginn des 16. Jahrhunderts in einem Tiefstand, sondern auch durch mehrere Jahrhunderte vorher muß der Gletscherstand im fraglichen Gebiet recht klein gewesen sein.

Über die Gletscher im Chamonixtal liegen eingehende Berichte vor, welche von P. Mougín (30) gesammelt und besprochen worden sind: Die älteste Urkunde stammt allerdings erst aus dem Jahre 1580, zu welcher Zeit die Gletscher einen relativen Hochstand zeigten. 1605 wurden einige Weiler, z. B. Rosière bei Chamonix und Bonneville bei Le Tours, vollständig zerstört, der Höchststand der Gletscher wurde aber erst 1643/44 erreicht. Wenn auch über den Zeitpunkt der Errichtung dieser zerstörten Siedlungen nichts bekannt ist, so darf man doch mit Sicherheit annehmen, daß vor 1600 die Gletscherenden jahrhundertlang weitab von diesen Weilern geblieben waren. Auch die Reste zweier alter Wasserleitungen (gemauerte offene Kanäle) im Bereich des großen Aletschgletschers führt H. Kinzl an, die nach seinen Untersuchungen im Felde nur dann ihren Zweck erfüllen konnten, wenn der Aletsch-

gletscher mindestens 5 km kürzer war als gegenwärtig (jetzt 24 km); diese Wasserleitung war nach Urkunden bereits 1385 zerstört.

e) Historische Berichte aus den Ostalpen

In den Ostalpen sind die Nachrichten aus alter Zeit über die damaligen Gletscherstände wesentlich dürftiger. Hier reichen die Gletscherzungen weitaus nicht so tief in die bewohnten Täler herab wie in der Schweiz, die Menschen leben in größerer Entfernung von den Gletscherenden und nehmen viel weniger Notiz von etwaigen Gletscherschwankungen. Immerhin konnte O. Stolz (31) einige historische Belege erbringen, die für einen erheblich niedereren Stand der Gletscher vor 1600 und für eine deutliche Klimaverschlechterung um 1600 sprechen. Obwohl die Gletscher seit 1850 im großen und ganzen, wenn man von geringfügigen Schwankungen absieht, gleichmäßig und in einem erstaunlichen Ausmaße zurückgegangen sind, haben sie dennoch den Tiefstand vor 1600 noch nicht erreicht; denn Pasterze sowie Kleiner Fleißkees und Goldbergkees im Sonnblickgebiet sollen noch immer alte Goldbergbaue zudecken und werfen gelegentlich Grubenhölzer aus. Nach E. Silvestri [zitiert nach H. Kinzl (25), S. 373] „sollen wirkliche Urkunden des 14. und 15. Jahrhunderts besagen, daß zu jener Zeit der Brenvagletscher nicht bis auf die Talebene des Venitales heruntergereicht hätte, das damals Kulturland war; erst im 16. Jahrhundert wäre der Gletscher über den Talboden vorgestoßen, hätte das Kulturland vernichtet und die Häusergruppe von St. Jean de Pertuis zerstört“.

Für die Ansicht, daß vor 1600 die Gletscher lange Zeit eine wesentlich geringere Entwicklung aufwiesen, spricht nach H. Kinzl auch der Blockreichtum der Fernau-Moränen; die Gletscher rückten damals (1600) über ein Gelände vor, das früher jahrhundertlang eisfrei und den stärksten Einwirkungen der periglazialen Verwitterung ausgesetzt war. Auch U. Monterin (32) kommt zum Ergebnis, daß das Klima der Alpen vor der Mitte des 16. Jahrhunderts „milder und trockener“ war als in den folgenden Jahrhunderten.

f) Änderung der Schneegrenze in den Alpen

Wiederholt schon wurde versucht, die Hebung der Schneegrenze seit dem Anfang des 19. Jahrhunderts, die an sich zweifellos vorhanden ist, zahlenmäßig zu bestimmen. Die indirekten Methoden, die von verschiedenen in geographischen Fachkreisen gebräuchlichen Faustregeln ausgehen, sind aber zur Bestimmung einer verhältnismäßig kleinen Größe nicht geeignet. So gehen denn auch die Angaben einzelner Forscher nach

V. Paschinger (33) stark auseinander und schwanken zwischen 50 und 400 m. Paschinger selbst, einer der besten Kenner der Eisverhältnisse in der Glocknergruppe, veranschlagt hier die Hebung der Schneegrenze seit 50 Jahren auf 150 m; daraus würde auf eine Temperaturzunahme von $0,8^{\circ}$ zu schließen sein.

g) Gletscherschwankungen in anderen Gebirgen

Für die Gletscher außerhalb der Alpen konnten Expeditionen immer wieder feststellen, daß sich in allen Teilen der Erde die Gletscher in den letzten Jahrzehnten zurückgezogen haben. Genauere Angaben über die Zeit des letzten Vorstoßes lassen sich begreiflicherweise im allgemeinen nicht geben, und wenn verschiedene Forscher außer-alpine Gletscherhochstände mit denen in den Alpen in Beziehung setzen, so kann es sich hierbei natürlich nur um einen Wahrscheinlichkeitsschluß handeln. Ich beschränke mich im folgenden auf die Wiedergabe solcher Berichte, welche eine präzisere Formulierung der Ergebnisse gestatten.

Island. J. Eythorsson (34) stellte alles, was an Messungen und Überlieferungen über den jeweiligen Gletscherstand von vier wichtigen Gletschern in Island existiert, zusammen und kam zu folgenden Endergebnissen: „Es scheint außer Zweifel zu sein, daß — allgemein gesprochen — die Gletscher in Island am Ende des 16. Jahrhunderts und in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts einen großen Vorstoß machten. Seit dieser Zeit haben sie sich im ganzen zurückgezogen, aber dieser Prozeß wurde zeitweise durch gesicherte Vorstöße oder durch Stillstandperioden unterbrochen.“

Aus den Untersuchungen der alten Moränen gewann Eythorsson die Überzeugung, daß die beiden genannten Höchsthstände der Gletscher über die Ausdehnung derselben während der ganzen vorhergehenden historischen Zeit wesentlich hinausgingen: „Meine Untersuchungen der Gletscherränder und der Stirnmoränen in Island haben mich mehr und mehr überzeugt, daß der Stand, von welchem die Gletscher sich gegenwärtig zurückziehen, ein sehr hoher war im Vergleich zur maximalen Ausdehnung, welche die Gletscher innerhalb der historischen Zeit in Island (das ist während der letzten 1000 Jahre) und wahrscheinlich auch seit dem Abschluß der Eiszeit hatten.“

Aus der Tabelle 14, in welcher die wesentlichen Zahlenwerte seit 1700 zusammengefaßt sind, ergibt sich vor allem, daß seit der Mitte des 19. Jahrhunderts im großen und ganzen ein stetiger und sehr beträchtlicher Rückzug bei allen 4 Gletschern stattgefunden hat. Für den Leirufjordgletscher ergibt sich in der Zeit 1840/1850 bis 1886 ein mitt-

Tabelle 14. Längenänderung in m von vier Gletschern in Island

| Periode | 1 Kaldalón | 2 Leirufjord | 3 Reykafjord | 4 Tharalatursfjord |
|-----------------------|--|-----------------|-----------------|-----------------------|
| 1700—1756 | Ausgeprägter Hochstand. Gletscher 1 und 2 nahe den äußersten Moränen; 3 zerstört 1746 eine Niederlassung; 4 reicht bis in das vorgelagerte Flachland | | | |
| 1756—1840 | Keine Daten; wahrscheinlich beträchtlicher Rückzug in der zweiten Hälfte dieser Periode | | | |
| 1840 | Plötzlicher Vorstoß zum Stand von 1756 oder sogar darüber hinaus | | | |
| Längenänderungen in m | | | | |
| 1770 — 1914 | — | — | — | — 2000 |
| 1840/50—1886 | — | — 1000 | — 1500 | — |
| 1860/70—1878 | — 400 | — 100 | — | — 200 bis — 300 |
| 1886/87—1914 | — 200 | — 1520 | 0 | — |
| 1914 — 1931 | — 140 | — 630 | — 900 | 0 |
| 1931 — 1932 | — 70 | — 71 | — 154 | — |
| 1932 — 1933 | — 44 | — 42 | — 60 | — |
| 1933 — 1934 | — 95 | — 30 | — | — |

lerer Rückzug von 25 m pro Jahr, dieser Wert erhöht sich für die Periode 1886/87 bis 1914 auf 54 m pro Jahr; zwischen 1914 und 1931 betrug der mittlere Rückzug 37 m pro Jahr, in den folgenden 3 Jahren 48 m pro Jahr. Der gesamte Rückzug in den vergangenen 80 Jahren beträgt bei diesem Gletscher rund 3400 m.

Der „plötzliche Vorstoß“ um 1840 entspricht vermutlich dem Gletscherhochstand in den Alpen nach 1850. Auch der (nicht durch Zahlenwerte belegte) große Gletschervorstoß am Ende des 16. Jahrhunderts tritt etwas vor dem Höchststand in den Alpen (nach 1600) ein. Der zweite Vorstoß führt in Island bereits um die Mitte des 18. Jahrhunderts zu einem Höchststand, in den Alpen dagegen erst etwas vor 1820. Es ist möglich, daß sich — so wie die säkulare Änderung der Jahreschwankung der Temperatur in Europa während des 19. Jahrhunderts allmählich ihren Schwerpunkt von Norden nach Süden verschob (vgl. S. 9) — auch die Klimaschwankungen, welche die Gletscherhöchststände in den Alpen nach 1600, etwas vor 1820 und nach 1850 verursachten, nicht völlig gleichzeitig auf der Erde auftraten, sondern sich ebenfalls mit ihrem Schwerpunkt von hohen in niedrige Breiten verlagerten.

Grönland. Auch in Grönland scheinen die Gletscherschwankungen des letzten Jahrhunderts mit denen in den Alpen einigermaßen parallel zu gehen. E. H. Smith (35) veröffentlichte in seinem wissenschaftlichen

Bericht über die „Marion“-Expedition (Part. III, S. 91) eine Karte der Disco-Bay mit eingezeichneten Grenzen der Zunge des Jakobshavn-Gletschers für die Zeit 1850—1902. Man erkennt, daß sich der Eisrand von 1850—1883 um rund 9 km zurückgezogen hat, daß der Gletscher dann sehr rasch bis 1888 fast zum Stand von 1850 vorstieß, und daß der Gletscher seither bis 1902 wieder stark zurückgegangen ist; 1902 lag die Eisgrenze rund 12 km hinter der von 1850.

Alaska. Fürs Gebiet der Glacier-Bay in Alaska kam W. S. Cooper (36) zur Ansicht, daß der gegenwärtige Gletscherrückzug vor etwa 150—200 Jahren eingesetzt hat. Wahrscheinlich hat man auch hier den Beginn des Rückzuges auf den Anfang des 19. oder auf das Ende des 18. Jahrhunderts zu verlegen.

Norwegen. Einem Berichte von M. Werenskiöld (37) über die Änderungen der norwegischen Gletscher ist zu entnehmen, daß dieselben seit dem vergangenen Jahrhundert einen erheblichen Rückzug aufweisen. K. Faegri (38) fand für die Gletscher Südnorwegens eine maximale Entwicklung um 1750, seither haben sich die Gletscher bis zur Jetztzeit zurückgezogen; die Rückzugsgeschwindigkeit war um die Mitte des 19. Jahrhunderts am größten.

Rußland. Eine vorläufige Beurteilung der Gletscherschwankungen im Bereiche der USSR. ist einem Vortrage S. V. Kalesniks (39) zu entnehmen, den er 1936 bei der Tagung der i. n. Commission of Snow and Glaciers in Edinburg hielt. Die intensivste Vergletscherung im arktischen Gebiet wird im Bereiche des Nordatlantischen Ozeans, des wärmsten aber gleichzeitig niederschlagsreichsten Teiles der nördlichen Polarkalotte gefunden. Gegen Osten nimmt die Vergletscherung der Inselgruppen im eurasiatischen Schelfgebiet nach Kalesnik gleichmäßig ab.

Daten liegen für 150 Gletscher vor, doch reichen die Beobachtungen nur bei wenigen so weit zurück, daß ein befriedigender Vergleich mit den Gletscherschwankungen in den Alpen möglich ist. Überdies ist aus den veröffentlichten Zahlenwerten das durchschnittliche Verhalten der Gletscher nicht zu beurteilen, da nur Gletscher näher behandelt werden, bei welchen gelegentlich auch Vorstöße festgestellt werden konnten.

Im allgemeinen findet Kalesnik, „daß sich die überwiegende Mehrheit der Gletscher gegenwärtig in einem Zustande beständigen Rückzuges befindet, der in manchen Fällen recht beträchtlich ist“.

Soweit ein Vorstoß überhaupt festzustellen war, fiel er bei den Kaukasus-Gletschern vor allem auf das Jahrzehnt 1850—1860; schwächere Vorstöße fielen auf die Zeit 1877—1887, dann 1907—1914 und auf die

letzten Jahre 1927—1933. In Zentralasien, von welchem Gebiete Beobachtungen erst aus wesentlich späterer Zeit vorliegen, fand bei manchen Gletschern ein Vorstoß zu Beginn des 20. Jahrhunderts statt, am intensivsten in den Jahren 1906—1915.

Die mitgeteilten Zahlenwerte reichen nur bei einem Gletscher (Azaugletscher im Elbrusgebiet) bis 1850 zurück: 1849 war der Gletscher in starkem Vorstoß begriffen, wobei ein Fichtenbestand überfahren wurde. Jedenfalls war das der größte Vorstoß seit mindestens ein bis zwei Jahrhunderten. Ungefähr 1873 befand sich der Gletscher im Rückzug und 1881 betrug der Abstand der Gletscherzunge von dem 1849 zerstörten Wald bereits 1 km. Mit wechselnder Intensität dauerte dieser Rückzug bis 1911 an, der von 1883—1911 weitere 350 m betrug. 1911—1914 konnte ein mäßiger Vorstoß von 15 m beobachtet werden, in der Folgezeit setzte sich aber der Rückzug bis zur Gegenwart fort, so daß der gesamte Rückzug in den letztvergangenen 90 Jahren mindestens 1,5 km beträgt.

Im Durchschnitt scheinen die Gletscher in Rußland recht befriedigend parallel mit denen in den Alpen zu schwanken: der Vorstoß um die Mitte des 19. Jahrhunderts ist in beiden Gebieten festzustellen, der schwache Vorstoß in den Alpen um 1890 (genauer 1891—1900) fällt in Rußland auf eine etwas frühere Zeit, nämlich 1877—1887, und auch der schwache Vorstoß von 1907—1914 findet sich wenigstens in den Westalpen angedeutet, allerdings ebenfalls verspätet (1916—1920).

Himalaya. Für das Gebiet um den Nanga Parbat im Himalaya berichtete R. Finsterwalder (40): „Die meisten Gletscher des Nanga Parbats sind derzeit stationär oder befinden sich im langsamen Rückzug, ihre Zungenenden liegen bis zu 600 m von den Endmoränen des letzten Hochstandes entfernt, der mit Sicherheit in der Mitte des letzten Jahrhunderts stattgefunden hat und an Größe durch die vorherigen Vorstöße nicht oder nur wenig übertroffen worden ist.“

Nordamerika. Im gebirgigen Westen der USA. werden seit 1918 an einigen Gletschern die Änderungen der Zunge Jahr für Jahr vermessen; nach einem Berichte (41) ist der Nishqually-Gletscher am Mount Rainier seit dem Hochstande 1857 um rund 1 km (3374 Fuß) zurückgegangen; davon entfällt rund ein Drittel (1164 Fuß) auf die Zeit seit 1918. Im Mittel der letzten 15 Jahre betrug der Rückzug 20 m pro Jahr.

Anden. Auch für die Anden Perus stellte H. Kinzl (42) einen Rückzug der Gletscher in jüngster Zeit fest: „Überall gehen auch in den Anden seit Jahrzehnten die Gletscher zurück. Trotzdem läßt die Anordnung

der Moränensysteme daran zweifeln, daß auch hier die Gletscher denselben Verlauf der Schwankungen aufweisen wie in den Alpen.“

Neuseeland, Patagonien, Antarktis. Weiter wird von Neuseeland und Patagonien berichtet, daß die Gletscher derzeit eindeutig zurückgehen, und dasselbe gilt auch für die Antarktis.

6. Zusammenhang zwischen Gletscherschwankungen und Klimaschwankungen

Faßt man die wesentlichen Tatsachen zusammen, so kann man in den Alpen einen großen Vorstoß in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts feststellen, der sich mit ungefähr gleicher Intensität in der Zeit 1810—1820 und 1850—1860 wiederholte. Seither hat die Vergletscherung im großen und ganzen — abgesehen von einigen kleineren Schwankungen — bis zur Jetztzeit abgenommen. Für die übrigen Gebiete, Grönland, Island und Rußland, scheint wenigstens in der letzten Epoche seit 1850 der Rückzug ungefähr parallel mit dem in den Alpen zu gehen. Aber auch in Gebirgen der niederen Breiten, im Himalaya und in den Anden, gehen die Gletscher in der letzten Zeit zurück, ebenso in höheren südlichen Breiten (Neuseeland, Patagonien, Antarktis).

Es steht außer Frage, daß eine so auffällige Erscheinung nur in einer entsprechenden Klimaänderung eine Erklärung finden kann. Eine solche darf sich aber nicht auf eine lokal begrenzte säkulare Änderung irgendeines meteorologischen Elements stützen, etwa für den Bereich der Alpen; sie muß vielmehr darauf Rücksicht nehmen, daß — wenigstens seit der Mitte des 19. Jahrhunderts — der Rückgang der Gletscher ein allgemeiner ist. Für die Zeit vor 1850 sind die Angaben für die Gletscher außerhalb der Alpen wohl noch ziemlich unsicher, es läßt sich daher nicht genau feststellen, ob die Verschiedenheit in den Angaben über maximale Gletscherstände auf Tatsache beruht; auf jeden Fall ist es äußerst wahrscheinlich, daß auch für die Zeit vor 1850 die Gletscherschwankungen in den einzelnen Gebieten der Erde in einem inneren Zusammenhang miteinander standen, wobei die Möglichkeit gewisser Phasenverschiebungen nicht geleugnet werden soll. So scheint es wahrscheinlich, daß auf der ganzen Erde in der Zeit vor 1600 die Gletscherentwicklung eine schwächere war, so wie dies für die Alpen mit voller Sicherheit behauptet werden kann.

Ein Zusammenhang dieser Gletscherschwankungen mit Schwankungen irgendeines Klimaelements konnte bisher nicht in überzeugender Weise nachgewiesen werden. Die allgemeine Lehrmeinung geht dahin, daß für einen Vorstoß der Gletscher eine Erhöhung des Niederschlags

oder eine Erniedrigung der Sommertemperatur oder das Zusammentreffen beider Umstände notwendig sei. E. Richter (28) glaubte geradezu den Beweis erbracht zu haben, daß die Vorstöße der Gletscher in völlig befriedigender Weise mit den „kühlen und feuchten Jahren“ E. Brückners (43) zusammenfallen, welche einander in einem Zyklus von rund 35 Jahren folgen sollen. Daß die Vorstellungen Brückners über die Existenz einer solchen 35jährigen Periode nicht zu Recht bestehen, wird später nachgewiesen werden (S. 192) und die Behauptung E. Richters, daß die Gletscher von einem 35jährigen Rhythmus beherrscht werden, hat sich in keiner Weise bestätigt.

Unabhängig von dieser Meinung ist die seit langem anerkannte Vorstellung, daß ein mehr ozeanisches Klima mit erhöhtem Niederschlag und verringerter Jahresamplitude der Temperatur, also mit relativ kühlen Sommern, die Vergletscherung begünstige. Diese ohne weiteres einleuchtende Ansicht wird vor allem bekräftigt durch die geographische Verteilung der Eisbedeckung: z. B. starke Vergletscherung im ozeanischen Klima von Grönland und Island, die nach Osten hin in gleicher Breite immer schwächer wird, um schließlich im Innern Asiens völlig zurückzutreten.

Auffallenderweise entspricht aber die zeitliche Änderung der Gletscherbedeckung in den letzten 100 Jahren nicht dieser Vorstellung: 1850—1920 sind die Gletscher stark zurückgegangen, während sich gleichzeitig die allgemeine Zirkulation verstärkte, die Sommertemperaturen in Mitteleuropa niedriger, die Niederschläge dagegen größer geworden sind.

W. Köppen (44) meint: „Daß nach A. Wagner im Jahrzehnt 1911—1920 ein geradezu entgegengesetztes Verhältnis herrschte, kann nur ein paradoxer Zufall sein.“ Es handelt sich aber gar nicht um das Jahrzehnt 1911—1920 allein, vielmehr zeigen nach G. Afzelius (45) die meisten Stationen im Umkreis der Alpen seit der Mitte des 19. Jahrhunderts eine Zunahme des Niederschlags, und auch C. E. P. Brooks (46) erhielt für nahezu ganz Europa ein geschlossenes Gebiet mit zeitlicher Zunahme des Niederschlags aus den zur Verfügung stehenden langen Beobachtungsreihen. Ebenso konnte A. Wagner (47) hinsichtlich der Temperatur zeigen, daß schon seit dem Anfang des 19. Jahrhunderts die Jahresschwankung der Temperatur in Europa bis 1920 abgenommen hat, die Sommertemperaturen bis dahin also höchstwahrscheinlich niedriger geworden sind.

Um einen Ausweg aus diesem Widerspruch zu finden, hat H. Friedel (48) die Hypothese aufgestellt, daß diese festgestellte Zunahme des

Niederschlags nur für Tal- und Mittelgebirgsstationen bis in die Almregionen hinauf gilt, daß aber vielleicht in Höhen oberhalb 2900 oder 3000 m, in der nivalen Zone, die säkularen Schwankungen des Niederschlags entgegengesetzt verlaufen, daß also die Niederschläge in den Hochregionen der Alpen — im Gegensatz zum Flachland — seit einer Reihe von Jahrzehnten abgenommen haben. Sorgfältige pflanzengeographische Untersuchungen im Bereiche der Pasterze führten Friedel zur Anschauung, daß in mittleren Höhen Schneebareflecke (Flächen, die infolge langer Schneebedeckung im Frühjahr eine auffällig geringe Vegetationsdecke zeigen) in Ausdehnung begriffen sind, daß aber in den Hochregionen die Vegetation nicht nur gegen Firnbareflecken (die im Sommer nicht ausapern) im Vordringen begriffen ist, sondern auch gegen Schneebareflecke, die infolge der alljährlich sehr spät wegschmelzenden Schneedecke unbesiedelt bleiben.

Einen Beweis, daß dieses entgegengesetzte Verhalten der Vegetation in mittleren und großen Seehöhen auf ein entgegengesetztes Verhalten in der säkularen Änderung der Niederschläge (in fester Form) zurückzuführen ist, konnte Friedel allerdings nicht erbringen. Eine solche Umkehrung ist auch gänzlich unwahrscheinlich. In der Schweiz hat der Niederschlag von Interlaken (592 m) bis hinauf zum Mönchsgrat (3810 m) in der Zeit von 1911—1931 im allgemeinen einheitlich zugenommen. Wir dürfen daraus wohl schließen, daß nicht nur der gesamte Niederschlag, sondern auch der in fester Form in allen Höhenlagen bereits seit langer Zeit zugenommen hat, während gleichzeitig die Gletscher allgemein zurückgingen. Es mußte also die Ablation einschließlich des Abflusses des Eises nach unten in noch höherem Maße zugenommen haben als der Niederschlag in fester Form.

Für die Ablation wird meist die Temperatur der warmen Jahreszeit allein als maßgebend in Rechnung gestellt; diese Annahme ist aber nicht berechtigt. Gerade in Mitteleuropa und also auch im Alpengebiet sind die Sommertemperaturen wenigstens bis 1920 niedriger geworden. Auch ist daran festzuhalten, daß die Ablation noch von einer Reihe anderer Faktoren abhängt, wie an anderer Stelle von A. Wagner ausgeführt worden ist (49); außer der Lufttemperatur kommt noch die Windstärke, die Feuchtigkeit und die Bewölkung in Betracht. Ein weiterer Faktor wurde bisher noch nicht besprochen, der aber, wie es scheint, am meisten für den Rückzug der Gletscher seit den letzten 100 Jahren verantwortlich zu machen ist, das ist die säkulare Zunahme der mittleren Jahrestemperatur: Wie auf S. 10 ff. näher ausgeführt ist, besteht die Tendenz einer Zunahme der Jahrestemperatur, die parallel mit der Zunahme der

allgemeinen Zirkulation geht; für die ganze Zeit vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis zur Jetztzeit mag diese Zunahme 1° C betragen, eine genauere Bestimmung ist wegen der Unsicherheit von Absolutwerten aus älterer Zeit nicht möglich.

Es ist durchaus einleuchtend, daß mit dem Hinaufrücken der 0° -Isotherme auch die Firngrenze und damit auch die untere Begrenzung der Gletscher hinaufrücken muß. Einerseits bleibt dann der felsige Untergrund bis in größere Seehöhe hinauf auf einer Temperatur über 0° C und andererseits wird in gleichbleibender Seehöhe die warme Jahreszeit mit Temperaturen über 0° C länger.

Hierzu tritt noch ein anderer, von der mittleren Jahrestemperatur abhängiger Faktor, nämlich die Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit des Eises von der Temperatur. Wie M. Lagally (50), S. 89 näher ausführt, „besitzen die Zungen größerer alpiner Gletscher in ihren unteren Teilen überall Schmelztemperaturen, wenn man von der Oberflächenschicht absieht. . . . In den oberen Teilen der Zunge und im unteren Teile des Firnfeldes ist der Eiskern, der Schmelztemperatur besitzt, von einer kalten Kruste bedeckt, die nach oben hin an Dicke zunimmt. Die oberen Teile des Firnfeldes bestehen bis zur Sohle aus kaltem Eis und sind an den Untergrund festgefroren. . . . Die Frage der Existenz einer in schmelzendem Zustand befindlichen Sohlenschicht ist von größter Wichtigkeit für das Verständnis der Bewegung der Gletscher, denn die Plastizität des Eises, die schon im kalten Zustand eine Funktion des Druckes und der Temperatur ist, ändert sich außerordentlich stark, wenn die Temperatur des Eises den Schmelzpunkt erreicht.“

Es ist klar, daß mit dem Hinaufrücken der 0° -Isotherme auch die Grenze, bis zu welcher die Sohle des Eises Schmelztemperatur besitzt, in größere Höhen steigt. Vor allem in der Höhenzone, um welche diese Schmelzpunktlinie hinaufrückt, wird die Eisbewegung beschleunigt, es wird also mehr Eis in tiefere Lagen verfrachtet, wo es rascher schmelzen kann.

Die säkulare Änderung der mittleren Jahrestemperatur läßt sich aus dem Grunde am ehesten für eine Erklärung der abnehmenden Vergletscherung heranziehen, weil diese Mitteltemperatur augenscheinlich ebenso universell auf der ganzen Erde zugenommen hat wie die Eisbedeckung zurückgegangen ist.

Wenn nun gefragt wird, wodurch eine säkulare Temperaturerhöhung bedingt ist, so darf auf Abb. 3 verwiesen werden: Eine erhöhte Zirku-

lation bewirkt auf den Kontinenten eine einheitliche Temperaturerhöhung; daß die Entwicklung der Gletscher einen ganz auffallend entgegengesetzt-parallelen Gang mit der Intensität der allgemeinen Zirkulation zeigt, kann aus folgenden Zahlenwerten entnommen werden. Im Mittel aller sechs in (47) benutzten Stationen¹⁾ in Mitteleuropa, welche bis 1790 zurückreichen, ergab sich auf Grund der l. c. gegebenen Zahlenwerte folgende halbe Jahresschwankung a_1 der Temperatur für die aufeinanderfolgenden Dezennien (nicht ausgeglichen):

| | | | | | |
|----------------|-----------|--------------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre ... | 1791—1800 | 1801—1810 | 1811—1820 | 1821—1830 | 1831—1840 |
| a_1 , °C ... | 10,84 | 10,92 | 10,63 | 10,62 | 10,49 |
| Jahre ... | 1841—1850 | 1851—1860 | 1861—1870 | 1871—1880 | 1881—1890 |
| a_1 , °C ... | 10,51 | 10,64 | 10,28 | 10,30 | 10,20 |
| Jahre ... | 1891—1900 | 1901—1910 | 1911—1920 | | |
| a_1 , °C ... | 10,17 | 9,84 | 9,42 | | |

Maxima der Jahresamplitude, also relativ kalte Winter und dementsprechend höchstwahrscheinlich auch Minima der mittleren Jahrestemperatur, fallen auf die Jahrzehnte 1801—1810 und 1851—1860, treten also fast genau gleichzeitig mit den Höchstständen der Gletscher auf. Der nur kurz dauernde Hochstand um 1890 drückt sich zwar in der obigen Zahlenreihe nicht aus, wir wissen aber aus anderen Untersuchungen (16), daß gerade das Dezennium 1886—1895 eine besonders große Jahresschwankung der Temperatur aufwies.

Der Parallelismus geht aber noch weiter: Wie später (Abb. 16) gezeigt werden wird, muß aus zeitgenössischen Berichten geschlossen werden, daß in den Jahrhunderten vor 1600 die Winter im Durchschnitt milder waren als in der Zeit nachher; da milde Winter auf eine verstärkte Zirkulation schließen lassen, kann man somit allgemein sagen: Alle Aufzeichnungen und Berichte lassen darauf schließen, daß seit einer Reihe von Jahrhunderten in den Alpen Gletscherhochstände bei abgeschwächter Zirkulation (kalte Winter, niedrige Jahresmitteltemperatur) auftreten, daß dagegen eine Verstärkung der Zirkulation ein Zurückgehen der Gletscher bewirkt. Die von der Mitteltemperatur abhängige Fließgeschwindigkeit des Eises scheint daher auf die Gletscherschwankungen den maßgebendsten Einfluß zu haben. Ausführlicher wird dieser Einfluß noch bei der Erklärung der Eiszeiten (S. 145 ff.) besprochen werden.

¹⁾ Berlin, Prag, Wien, Kremsmünster, Paris, Wilna.

7. Seen und Flüsse in ihrer Abhängigkeit von Klimaschwankungen

Ein weiteres Hilfsmittel, um Klimaschwankungen besser beurteilen zu können, bietet das Verhalten von Binnengewässern. Zweierlei Faktoren kommen in Betracht: Die Wasserstandsänderungen und die Andauer einer geschlossenen Eisdecke; an Stelle dieser Andauer tritt, falls das Zufrieren nur in einzelnen Jahren eintritt, die Häufigkeit der Jahre mit geschlossener Eisdecke.

a) Allgemeines

Im allgemeinen wird die Höhe des Wasserstandes für vergangene Zeiten, aus welchen keine meteorologischen Messungen vorliegen, als Maß für die mittlere Niederschlagsmenge benutzt, jedoch sind verschiedene Einschränkungen nötig, die hier kurz besprochen werden sollen:

Am auffälligsten sind die Veränderungen bei abflußlosen Seen. Hier hält sich bei stationären Verhältnissen Wasserzufuhr und Verdunstung das Gleichgewicht; eine zeitliche Änderung des Wasserstandes muß daher, sofern nicht Veränderungen im Untergrund vorgekommen sind (etwa Bodenhebungen und -senkungen durch stärkere Erdbeben) als Maß für die Differenz Wasserzufuhr—Verdunstung des Seebeckens aufgefaßt werden. Die Verhältnisse liegen hier sehr ähnlich wie bei den Gletscherschwankungen: Ein geringer, aber viele Jahrzehnte anhaltender Mehrbetrag in der Wasserzufuhr z. B. bewirkt ein dauerndes Ansteigen des Wasserstandes und gleichzeitig — sofern die Ufer nicht senkrecht abfallen — eine Vergrößerung der Wasseroberfläche. Das neue Gleichgewicht tritt dann ein, wenn die durch die Vergrößerung der Oberfläche bedingte Vergrößerung der Verdunstung gleich wird der vermehrten Wasserzufuhr. Dies kann — je nach den örtlichen Verhältnissen — sehr lange dauern, und so können sich auch kleine Wirkungen der einzelnen Jahre zu eindrucksvollen Seespiegelschwankungen aufsummieren, wenn nur die Abweichung der Wasserzufuhr vom Normalwert lange genug im selben Sinne andauert.

Allerdings läßt sich umgekehrt aus einem vom Normalwert abweichenden Wasserstand kein quantitativer Schluß auf die Größe der geänderten Wasserzufuhr ziehen, denn gleichzeitig wird sich im allgemeinen auch die Verdunstung ändern. Normalerweise wird einer vergrößerten Wasserzufuhr verkleinerte Verdunstung entsprechen und umgekehrt, so daß die aus dem Wasserstand berechneten Abweichungen des Wasserzuflusses Maximalwerte darstellen.

Ist aber das Einzugsgebiet eines Sees sehr groß, so kann es vorkommen, daß man aus dem Wasserspiegel nicht einmal das Vorzeichen der Abweichung der Wasserzufuhr bestimmen kann. Es ist nämlich möglich, daß eine einheitliche Klimaschwankung im Hauptteil des Einzugsgebietes z. B. übernormalen Niederschlag und daher auch vergrößerte Wasserzufuhr bewirkt, am See dagegen verringerten Niederschlag und vermehrte Verdunstung. Die beobachtete Höhe des Wasserstandes ergibt sich dann nur als Differenzwirkung eines vermehrten Wasserzuflusses und einer vermehrten Verdunstung. Ein solches Beispiel werden wir später beim Kaspischen Meer kennenlernen.

Viel weniger eindrucksvoll sind die Wirkungen einer abnormal feuchten oder abnormal trockenen Periode auf Seen mit Abfluß, etwa auf den Bodensee. Hier tritt Gleichgewicht ein, wenn Zufluß = Abfluß + Verdunstung. Ist die Seeoberfläche nicht allzugroß und der Zufluß reichlich, so kann die Verdunstung in erster Annäherung vernachlässigt werden. Zum Unterschied gegen abflußlose Seen stellt sich das Gleichgewicht sehr rasch ein; große Seespiegelschwankungen können nicht auftreten und es müssen daher ihre Beträge genau vermessen werden, wenn diese zur Beurteilung der Niederschläge dienen sollen. Solche fortlaufenden Messungen sind zumeist schon aus dem Grunde notwendig, weil der jährliche Gang des Seespiegels um ein Mehrfaches größer sein kann als dessen säkulare Schwankung.

Während nach Brückner (43) beim Kaspischen Meer eine dauernde 5%ige Vermehrung der Zuflüsse eine Seespiegelerhöhung von 4 m bewirken würde, die aber erst in 160 Jahren erreicht würde, ergibt sich beim Bodensee unter denselben Umständen nur eine Hebung von 6 cm, die in $1\frac{1}{2}$ Monaten erreicht würde.

Liegen für einen See Belege aus historischer oder prähistorischer Zeit über einen ungewöhnlich hohen Wasserstand vor, der z. B. Siedlungen oder Wege zerstörte, so handelte es sich höchstwahrscheinlich nicht um einen längere Zeit anhaltenden Hochstand des Wassers, sondern nur um eine kurzfristige Überschwemmung, welche als Katastrophe hereinbrach.

Eine andere Erklärung für besonders hohe Wasserstände in Seen konnte darin gefunden werden, daß im Bereiche des Abflusses Erdbebewegungen stattfanden, durch welche das Seewasser zu einem höheren Stand aufgestaut wurde. Diese Erdbebewegungen können die Folge von übermäßigen Niederschlägen sein (Muren oder Bergstürze infolge starker Wasseraufnahme des Bodens), es kommen aber auch seismische Vorgänge in Betracht. Auffällig große Seespiegelschwankungen von Seen mit Ab-

fluß lassen sich daher nur mit größter Vorsicht für Schlüsse auf die Niederschlagstätigkeit benutzen.

Wenn z. B. H. Gams und R. Nordhagen (51) angeben, daß in der Zeit um etwa 850 v. Chr. der Bodensee um 10 m über das jetzige Niveau gestiegen sei, so daß alle Pfahlbauten zerstört worden seien, so kann man sich dies schwer vorstellen, wenn nicht das Wasser durch Bodenbewegungen im Auslauf aufgestaut worden ist. Allenfalls könnte es sich um eine kurzfristige Überschwemmung gehandelt haben, sicherlich aber nicht um eine längere Zeit anhaltende und durch Niederschläge bedingte Wasserstandserhöhung um 10 m!

Was über Seen mit Abfluß gesagt wurde, gilt auch für die Wasserführung von Flüssen; es sind fortlaufende Messungen der Wasserhöhe nötig, und auch dann noch muß die Gewähr gegeben sein, daß fremde Einflüsse ausgeschaltet werden können. Veränderungen in der Flußsohle, wie sie bei jedem Flusse im Laufe von Jahrzehnten und Jahrhunderten vorkommen, gehen in das Meßergebnis ein, so daß ohne wiederholte Profilvermessungen kein verlässlicher Schluß auf die Veränderungen in der Wasserführung möglich ist. Besonders im Oberlauf von Flüssen, dort wo die Geschiebeführung noch reichlich ist, läßt sich ohne Kenntnis von Änderungen in der Flußsohle kaum etwas über säkulare Änderungen der Wasserführung aussagen. Aber auch die Schlammablagerung am Unterlauf großer Ströme bedingt eine allmähliche Änderung des Profils.

Am verlässlichsten dürfte hier, wenn andere Messungen fehlen, der Unterschied der Fluthöhe im Sommer (Regenzeit) gegenüber dem Niedrigwasser im Winter (Trockenzeit) sein, wobei man also vom wenig veränderlichen Niveau des Niedrigwassers ausgeht, anstatt von einer in langen Zeiträumen stärker veränderlichen Flußsohle. Auch die Zusammenfassung mehrerer Flüsse eines und desselben Klimagebietes oder wenigstens die Mittelbildung über die Wasserstandsänderungen an verschiedenen Stellen eines Flusses ist geeignet, den Einfluß der schwer erfaßbaren Veränderung einer Flußsohle zu verringern. Bei Flüssen ist aber noch zu bedenken, daß technische Einbauten und Stromregulierungen auf das Wasserniveau erheblichen Einfluß haben können; wirklich brauchbare Zahlenwerte sind nur dann zu erzielen, wenn Messungen der Wasserführung vorliegen.

Was die Dauer oder Häufigkeit einer Eisdecke auf Flüssen und Seen betrifft, so ist auch hier die Verlässlichkeit einer Beurteilung verschieden. Bei Flüssen, die trotz lebhafter Wasserbewegung regelmäßig zufrieren, ist der Zusammenhang mit Klimafaktoren am klarsten: Das Wasser muß vorerst in seiner ganzen Tiefe bis zum Gefrierpunkt abgekühlt sein und

dann tritt bei weiterem Wärmeentzug ohne weiteres das Gefrieren der Oberfläche ein.

Bei einigermaßen tiefen Seen genügt die Abkühlung der ganzen Wassermasse auf $+ 4^{\circ} \text{C}$ und die Bildung einer seichten Oberflächenschicht, in welcher die Temperatur an der Oberfläche bis auf 0° herabgeht. Das tatsächliche Zufrieren kann dann vom Wetter einer einzigen Nacht (Windstille und Ausstrahlung) abhängen und erscheint somit mehr als ein zufälliges Ereignis. Immerhin kann z. B. die Anzahl von Jahren mit fester Eisdecke in einem längeren Zeitraum als brauchbares Maß für die durchschnittliche Winterkälte gelten. Auf großen Strömen wie auch in Nebenmeeren wird eine wesentliche Störung der natürlichen Verhältnisse durch die Schifffahrt hereingebracht: Wo dieselbe lebhaft ist, wird nach Möglichkeit das völlige Zufrieren durch technische Hilfsmittel verhindert. Obwohl aus begreiflichen Gründen von solchen Strömen die Angaben über die Dauer einer Eisdecke am weitesten zurückreichen, stellen gerade diese Beobachtungen leider kein homogenes, die natürlichen Verhältnisse wiedergebendes Material dar.

b) Abflußlose Seen

Kaspisches Meer. Von allen großen abflußlosen Seen ist das Kaspische Meer weitaus am eingehendsten untersucht worden, und vereinzelte Berichte über die Höhe des Wasserstandes reichen hier weit ins Mittelalter zurück. E. Brückner (43) gibt in seinem bekannten Buche über die Klimaschwankungen seit 1700 nachstehende Werte für den Wasserstand im Kaspischen Meer an (Tabelle 15):

Tabelle 15. Wasserstand des Kaspischen Meeres nach E. Brückner

| Jahr | Wasserstand in m | Jahr | Wasserstand in m |
|------------|-----------------------|-----------|-------------------------|
| 915 | + 8,8 | 1843—1846 | — 0,59 |
| 12. Jahrh. | — 4,2 | 1847 | > 0,22 |
| 1306—1307 | + 11,2 | 1851—1855 | — 0,21 |
| 1638 | + 4,9 | 1856—1860 | — 0,27 |
| 1715—1730 | ~ + 0,3 | 1861—1865 | — 0,19 |
| 1730—1740 | } rel. hoher Stand | 1866—1870 | + 0,19 |
| 1809—1814 | | 1871—1875 | + 0,17 |
| 1816 | + 2,40 | 1876—1880 | [+ 0,53 ¹⁾] |
| 1830 | + 0,40 | | |

Nach Brückner genügt (2. Hälfte des 19. Jahrhunderts) die mittlere Zuflußmenge, um den Wasserstand pro Jahr um 109 cm zu erhöhen, wenn auf dem Kaspischen Meer selbst weder Verdunstung noch Nieder-

¹⁾ Nur 2 Jahre Baku.

schlag vorhanden wäre. Ein gleichbleibender Wasserstand setzt also voraus, daß Verdunstung — Niederschlag im Bereiche der Wasseroberfläche ebenfalls 109 cm pro Jahr ausmacht. Wird der Zufluß um 5 % größer und bleibt auf diesem Wert, so tritt *ceteris paribus* Gleichgewicht erst dann wieder ein, wenn sich auch die Oberfläche um 5 % vergrößert hat. Das entspricht beim Kaspischen Meer einem Uferstreifen von 3 km Breite und nach dem mittleren Neigungswinkel der Uferböschung einem notwendigen Anstieg des Seespiegels von 4 m.

Die von E. Brückner insbesondere für die früheren Jahrhunderte angegebenen Zahlenwerte mit ihren außerordentlich großen Wasserstandsänderungen (z. B. vom 12. Jahrhundert zum Jahre 1306/07 ein Anstieg von nicht weniger als 15,4 m) lassen sich nach den neuesten Untersuchungen nach L. S. Berg (52) nicht aufrechterhalten. Auch die Lustrenwerte 1851—1880 sind unsicher; Brückner stellte in den Pegelaufzeichnungen der beiden Stationen Baku und Aschur-Ade nicht weniger als 4 Sprünge fest; die betreffenden Zahlenwerte seiner Tabelle sind daher das Ergebnis einer Rechnung, in welcher die vermuteten Sprünge nach Möglichkeit ausgeschaltet worden sind. Berg kam nach einem Referat der russisch geschriebenen Arbeit durch W. Köppen (53) zum Ergebnis, daß der Wasserstand vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis 1925 nach Lustrenwerten um mehr als 3,5 m gesunken sei. Früher, und zwar 1740—1814, lag die Oberfläche ständig 2 bis 4 m höher als 1925, in den Jahrzehnten vor 1740 war der Wasserstand nicht viel höher als jetzt, und auch in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts war das Kaspische Meer schon einmal auf den heutigen Stand gesunken. Es ergibt sich also: Vor 1600 Tiefstand, sehr langsamer Anstieg bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts, dann rasches Ansteigen bis zum Höchststand etwa um 1800, dann wieder langsames Absinken auf den gegenwärtigen Tiefstand.

Es war seit jeher als selbstverständlich angenommen worden, daß ein niedriger Wasserspiegel eines abflußlosen Sees als sicheres Anzeichen für eine Trockenzeit im Einzugsgebiet zu gelten habe. Wäre die Ansicht E. Brückners (43) richtig, daß auf der ganzen Erde einheitlich feuchte mit trockenen Perioden abwechseln, so wäre diese Schlußfolgerung auch durchaus berechtigt. Aber nach den Ausführungen im I. Abschnitt entspricht einer verschärften Trockenzeit in den Wüsten- und Steppengebieten der Roßbreiten ein erhöhter Niederschlag in höheren Breiten; und nachdem sich das Einzugsgebiet des Kaspischen Meeres weit nach Norden erstreckt, kann nicht erwartet werden, daß sich bei Klimaschwankungen die Feuchtigkeitsverhältnisse im ganzen Ein-

zugsgebiet einschließlich der Seeoberfläche selbst einheitlich ändern. Tatsächlich liegen die Verhältnisse so, daß seit Ende des 19. Jahrhunderts der Wasserspiegel des Kaspischen Meeres gesunken ist, trotzdem während dieser Zeit die Niederschläge im Einzugsgebiet zugenommen haben.

Nach A. Schoenrock (54) haben die Winterniederschläge im früheren europäischen Rußland im Mittel von 91 Stationen von 1881/82 bis 1914/15 zugenommen, und zwar seit 1900 erheblich, während die Sommerniederschläge sich nicht wesentlich geändert haben. Wie aus der Zusammenstellung in Tabelle 16 hervorgeht, haben im Einzugsgebiet des Kaspischen Meeres auch die Jahresniederschläge zugenommen, und zwar im südlichen Teile nur sehr wenig, am meisten im Norden: Aus den Zahlenwerten, die den World Weather Records entnommen sind, ergibt sich als Unterschied zwischen den zwei 25jährigen Perioden 1881—1905 und 1906—1930 eine Zunahme des Jahresniederschlags, die an der südlichsten Station Astrachan an der Nordküste des Kaspischen Meeres 14 mm beträgt, im Mittel von Nikolajewsk und Orenburg 18 mm, im Mittel von Kasan und Moskau 42 und im Mittel von Jekaterinburg und Perm 48 mm.

Tabelle 16. Zunahme des mittleren Jahresniederschlags im Einzugsgebiet des Kaspischen Meeres; 1881—1905 bis 1906—1930

| Ort | φ , N | λ , E | 1881—1905 mm | 1906—1930 mm | Δ mm | Δ % |
|------------------------------|---------------|---------------|-----------------|-----------------|-------------|------------|
| Astrachan | 46,4 | 48,0 | 162 | 176 | + 14 | + 8 |
| Nikolajewsk ¹⁾ . | 51,6 | 45,5 | 357 | 391 | + 34 | + 9 |
| Orenburg ²⁾ . . . | 51,8 | 55,1 | 350 | 352 | + 2 | + 1 |
| Kasan | 55,8 | 49,1 | 423 | 469 | + 46 | + 10 |
| Moskau ¹⁾ | 55,8 | 37,6 | 568 | 606 | + 38 | + 6 |
| Jekaterinburg . | 56,8 | 60,6 | 401 | 460 | + 59 | + 14 |
| Perm ²⁾ | 58,0 | 56,3 | 588 | 624 | + 36 | + 6 |

In derselben Zeit 1881—1930 ist der Wasserstand des Kaspischen Meeres — trotz der Zunahme der Niederschläge — gesunken, und zwar nach L. S. Berg in Dezennienmitteln (cm) wie folgt:

| | | | | | |
|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre . . . | 1881—1890 | 1891—1900 | 1901—1910 | 1911—1920 | 1921—1930 |
| cm | 351,6 | 345,6 | 336,4 | 312,6 | 289,7 |

Dieser gegensätzliche Gang ist nur so zu erklären, daß auch die Verdunstung — sei es an der Wasseroberfläche selbst oder im ganzen Einzugsgebiet — zugenommen hat, und zwar in höherem Ausmaße als

¹⁾ Jahrfünft 1916—1920 fehlt. ²⁾ Jahrfünft 1881—1885 fehlt.

der Niederschlag. Da nach den Untersuchungen von A. Schoenrock vor allem die Winterniederschläge zugenommen haben, die im Sommer dagegen fast gleich geblieben sind, und da ferner die Verdunstung zum größten Teil auf die warme Jahreszeit entfällt, hat am meisten Wahrscheinlichkeit die Annahme, daß im großen Einzugsgebiet nördlich des Kaspischen Meeres die Verdunstung normal geblieben ist, daß sie aber am Kaspischen Meer selbst zugenommen hat, vielleicht in der südlichen Hälfte der 1200 km langen Wasseroberfläche mehr als im nördlichen Teil.

Dieses entgegengesetzte Verhalten — im Norden feuchter, im Bereich des Kaspischen Meeres noch trockener — ist aber gerade das, was aus einer einheitlichen Zunahme der allgemeinen Zirkulation zu erwarten war. Das Kaspische Meer liegt in einem Trockengebiet (Jahresniederschlag < 25 cm), das sich von diesem Großsee weit nach Innerasien ausdehnt und das nach der Klassifikation der Klimate von W. Köppen (55) zum Bereiche des Wüstenklimas zu rechnen ist. Hier ist die Luft im Durchschnitt jedenfalls in absteigender Bewegung und hier muß — im Gegensatz zur Westwindzone — eine Verstärkung der allgemeinen Zirkulation auch eine Verstärkung der absteigenden Bewegung, also größere Trockenheit bewirken. So gehören Kaspisches Meer einerseits, sein Einzugsgebiet andererseits Gebieten an, die auf Klimaschwankungen hinsichtlich der Feuchtigkeit entgegengesetzt reagieren und die beobachteten Seespiegelschwankungen sind nur das Ergebnis der Differenz zweier Wirkungen: Die größeren Schwankungen der Verdunstung im Bereiche des Kaspischen Meeres überwiegen die gleichsinnigen Niederschlagsschwankungen im Einzugsgebiet. So kommen wir auf Grund der Seespiegelschwankungen im Kaspischen Meer zu folgendem Bild: Vor 1600 große Intensität der allgemeinen Zirkulation, dann Abnahme derselben, zuerst allmählich, nach der Mitte des 17. Jahrhunderts rascher; Tiefstand der Zirkulation um 1800 und seither wieder Zunahme derselben bis zur Gegenwart. Dieselben Schlüsse konnten aber bereits aus den Gletscherschwankungen gezogen werden und — für die Zeit seit 1800 — auch aus den meteorologischen Aufzeichnungen.

Totes Meer. Bemerkenswerterweise verhält sich das Tote Meer entgegengesetzt zum Kaspischen Meer, obwohl auch ersteres in der subtropischen Trockenzone liegt und der Niederschlag hier erwartungsgemäß bei zunehmender Zirkulation abnehmen sollte. Tatsächlich hat aber, soweit die Aufzeichnungen reichen, der Niederschlag in Syrien zugenommen, und als Folge davon stellte sich ein recht beträchtlicher Anstieg des Wasserspiegels im Toten Meer ein. Wie A. Wagner (16) vermutet, bewirkt vielleicht das Küstengebirge bei verstärkten West-

winden eine Erhöhung des Niederschlags, die sich auch noch im Lee bemerkbar macht.

H. Koppe (vgl. 56) sammelte während des Weltkrieges alle einschlägigen Berichte und Messungen und kam zur Feststellung, daß das Tote Meer von etwa 1810 an mit einigen nur kurzfristigen Schwankungen bis zum Beginn unseres Jahrhunderts insgesamt um rund 8 m angestiegen sei; vorher, und zwar seit 1650, schwankte der Wasserstand in einigen Wellen um einen Mittelwert, ohne eine einheitliche säkulare Änderung zu zeigen. Seit 1810 verläuft dieser Gang parallel mit den verschiedenen bereits besprochenen Änderungen des Klimas und deren Folgewirkungen, so daß man auch für die Seespiegelschwankungen des Toten Meeres die Änderung der Intensität der allgemeinen Zirkulation verantwortlich zu machen hat, wenn auch gerade hier wegen des abnormalen Verhaltens von Syrien die Zusammenhänge nicht so klar zutage treten.

Nach den Untersuchungen Enges (56), der den Versuch unternahm, die Seespiegelschwankungen des Toten Meeres auf gleichzeitige Niederschlagsschwankungen zurückzuführen, fällt der rascheste Anstieg auf die Jahre 1890—1898 (über 3 m). Die Erklärung für so rasche Schwankungen ergibt sich aus dem Verhältnis von jährlichem Zufluß zur Größe der Wasseroberfläche. Ersterer würde hier ohne Verdunstung eine jährliche Erhöhung des Wasserspiegels um mehr als 3 m verursachen; so groß ist also im Gleichgewicht auch die jährliche Verdunstung anzunehmen. Eine 10%ige Zunahme des Wasserzuflusses bedingt also bei gleichbleibender Verdunstung bereits eine jährliche Erhöhung des Wasserstandes um 0,3 m. Wie aus Tabelle 17 hervorgeht, entspricht den nassen Jahren 1890—1900 der oben erwähnte starke Anstieg des Wasser-niveaus; auch die Zunahme des Niederschlags um 1880 spiegelt sich nach Koppe in einer nicht unerheblichen Erhöhung des Wasserstandes nach 1880 wieder.

Auf das Verhalten der zahlreichen abflußlosen Seen, für welche R. Sieger umfangreiches Beobachtungsmaterial gesammelt hat [Literaturangaben sind zu finden in (43), S. 87], kann hier nicht näher eingegangen werden. Dagegen seien die Berichte aus neuer Zeit erwähnt, welche in den Trockengebieten Afrikas durchweg eine Zunahme der Trockenheit erkennen lassen. So sinkt nach E. Nilsson (57) im Rift-Tal der Wasserstand einiger flacher Seen seit Beginn der Beobachtungen (Anfang dieses Jahrhunderts), am Naivashusee um 1,3 m in den 5 Jahren Juni 1927—Juni 1932. Aber vor Zeiten war der See noch um mindestens 1 m seichter als 1932, da Baumstrünke unter Wasser stehen; auch andere Seen zeigen dasselbe Bild.

Tabelle 17. Niederschlag in Jerusalem

| Jahre | Niederschlag in mm | Jahre | Niederschlag in mm |
|-------------------|-----------------------|-------------------|-----------------------|
| 1860/61 – 1864/65 | 532 | 1890/91 – 1894/95 | 759 |
| 1865/66 – 1869/70 | 570 | 1895/96 – 1899/00 | 773 |
| 1870/71 – 1874/75 | 623 | 1900/01 – 1904/05 | 595 |
| 1875/76 – 1879/80 | 571 | 1905/06 – 1909/10 | 730 |
| 1880/81 – 1884/85 | 693 | 1910/11 – 1914/15 | 656 |
| 1885/86 – 1889/90 | 718 | | |

Auch das Handbuch der Klimatologie von J. v. Hann (58) enthält zahlreiche Berichte aus Afrika über Senkungen des Wasserstandes von Seen: „Der Stefanisee ist ausgetrocknet, der Ngamisee als solcher verschwunden, der Schirwasee ist allmählich ausgetrocknet, der Tschadsee ist im Austrocknen begriffen.“ Ähnliches gilt auch für andere Erdteile, Südamerika und Australien. Zur Begründung der häufig geäußerten Ansicht, daß diese Erdteile einer beständigen Austrocknung seit Beginn historischer Belege unterliegen, berechtigen diese Berichte aber durchaus nicht; wir werden vielmehr den beobachteten Tatsachen gerecht, wenn wir den Beginn der Austrocknung erst auf den Beginn des 19. Jahrhunderts verlegen und vor allem auf die Trockengebiete der Roßbreiten beschränken, während in Übereinstimmung mit den entwickelten Vorstellungen über die Wirkungen einer verstärkten Zirkulation in mittleren Breiten eine Zunahme des Niederschlags festzustellen ist.

c) Seen mit Abfluß

Von den verschiedenen Seen mit Abfluß, für welche E. Brückner in seinem bereits erwähnten Buche Lustrenwerte des Wasserstandes angibt, seien hier nur der Bodensee und der Genfer See kurz besprochen, deren Beobachtungen am weitesten zurückreichen. Wie aus Tabelle 18 hervorgeht, sind die Abweichungen vom Mittel recht gering, am Bodensee noch geringer als am Genfer See. Beide Seen zeigen übrigens einen wenig

Tabelle 18. Wasserstand am Bodensee und Genfer See in cm, Abweichungen vom Mittel (nach E. Brückner)

| Jahre | Bodensee | Genfer See | Mittel | Jahre | Bodensee | Genfer See | Mittel |
|-----------|----------|------------|--------|-----------|----------|------------|--------|
| 1815–1820 | + 3 | – 16 | – 7 | 1851–1855 | + 10 | – 7 | + 1 |
| 1821–1825 | 0 | – 7 | – 3 | 1856–1860 | – 17 | – 7 | – 12 |
| 1826–1830 | – 2 | – 26 | – 14 | 1861–1865 | – 16 | + 13 | – 1 |
| 1831–1835 | – 13 | – 30 | – 22 | 1866–1870 | + 5 | + 26 | + 15 |
| 1836–1840 | – 2 | + 11 | + 5 | 1871–1875 | + 5 | + 26 | + 16 |
| 1841–1845 | + 2 | – 9 | – 4 | 1876–1880 | + 28 | + 34 | + 31 |
| 1846–1850 | + 1 | – 2 | 0 | 1881–1885 | + 4 | | |

befriedigenden parallelen Gang: Von den 13 Lustrenpaaren haben nur 6 dasselbe Vorzeichen, ebensoviele das entgegengesetzte und einmal kommt die Abweichung 0 vor; das ist wohl eine Folge der bekannten Tatsache, daß kurzfristige Niederschlagsschwankungen auf der Nord- und Südabdachung der Alpen recht merkbliche Unterschiede aufweisen können.

Im Mittel der beiden Seen läßt sich eine allmähliche Zunahme des Wasserstandes erkennen, unterbrochen durch eine Senke in der Zeit 1856—1860, in jener Zeit, in welcher in ganz Mitteleuropa mehr kontinentale Verhältnisse mit verringerten Niederschlägen herrschten (der Neusiedler See im Burgenland z. B. trocknete in jener Zeit aus).

d) Flüsse

Von den großen Strömen war und ist es der Nil, dessen Wasserführung seit jeher die größte Aufmerksamkeit in Anspruch nahm, ist ja die Fruchtbarkeit des Landes ausschließlich ein Ergebnis der jährlichen Nilfluten. Diese sind im wesentlichen durch die Sommerniederschläge in Abessinien bedingt und letztere gehen parallel mit dem indischen Monsunregen; dieser wiederum ist aber um so schwächer, je stärker die allgemeine Zirkulation entwickelt ist, und so bietet die Nilflut ein gutes Maß einerseits für den Monsunregen, andererseits aber auch für die Stärke der allgemeinen Zirkulation.

Nach den bisherigen Ausführungen ist somit zu erwarten, daß die Nilflut seit 1800 im Durchschnitt abgenommen hat. Das ist in der Tat der Fall. C. E. P. Brooks (59) stellte die aufeinanderfolgenden Mittelwerte der Nilflut für je 50 Jahre seit 1600 zusammen und gelangte zu den Zahlenwerten der Tabelle 19; wie bereits im Absatz 7a auseinandergesetzt wurde, ist die am Pegel abgelesene mittlere Fluthöhe wegen etwaiger Schwankungen der Flußsohle nicht maßgebend, wohl aber kann die Differenz Hoch- weniger Niedrigwasser als halbwegs brauchbares Maß für den Abfluß des Wassers benutzt werden. Es zeigt sich, daß seit 1800 die Wassermenge erwartungsgemäß recht beträchtlich abgenommen hat.

Tabelle 19. Mittelwerte für Hoch- und Niedrigwasser am Nil in m (n = Anzahl Jahre mit Beobachtungen)

| Jahre | n | Flut in m | n | Niedrigwasser in m | Δ in m |
|-----------|-----|-----------|-----|-----------------------|---------------|
| 1601—1650 | 25 | 18,32 | 19 | 10,53 | 7,79 |
| 1651—1700 | 5 | 18,60 | 1 | (11,0) | 7,60 |
| 1701—1750 | 42 | 18,67 | 31 | 11,23 | 7,44 |
| 1751—1800 | 50 | 18,64 | 19 | 10,95 | 7,69 |
| 1801—1850 | 29 | 18,21 | 21 | 11,38 | 6,83 |
| 1851—1900 | 50 | 19,18 | 50 | 12,54 | 6,64 |

Tabelle 20. Abweichung der Wasserführung des Nils bei Assuan (Juli—Oktober) vom Mittelwert in relativen Einheiten (R. E.); 1 R. E. = $33,1 \cdot 10^8 \text{ m}^3 = 4,8\%$ der mittleren Wasserführung ($678 \cdot 10^8 \text{ m}^3$)

| | +1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | Mittel |
|------|----|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|---------|
| 1860 | — | — | — | — | — | — | — | — | +6 | +7 | (+ 6,5) |
| 1870 | +3 | +5 | -1 | +8 | +4 | +4 | -5 | +7 | +5 | +2 | +3,2 |
| 1880 | 0 | -2 | +3 | -2 | +2 | 0 | +6 | -4 | +2 | +5 | +1,0 |
| 1890 | +2 | +6 | +1 | +7 | +5 | +3 | 0 | +3 | -6 | -1 | +2,0 |
| 1900 | -1 | -6 | -1 | -4 | -6 | -1 | -7 | +2 | +2 | -1 | -2,3 |
| 1910 | -3 | -5 | -12 | -3 | -7 | +4 | +2 | -6 | -4 | -4 | -3,8 |
| 1920 | -4 | -1 | -1 | -1 | -6 | | | | | | (- 2,6) |

Für die Jahre 1869—1925 hat S. Bliss (60) verlässliche Werte der wirklichen Wasserführung des Nils bei Assuan veröffentlicht, ausgedrückt durch den gesamten Abfluß in m^3 während der 4 Monate Juli bis Oktober; damit wird der größte Teil der sommerlichen Nilflut erfaßt, die in Assuan im Mittel am 4. September den Höchststand erreicht, während das Minimum auf den 1. Juni fällt. Bliss drückt die Jahreswerte in relativen Einheiten (R. E.) = $4,8\%$ der mittleren Wasserführung während der 4 Monate aus. Wie man aus Tabelle 20 [deren Werte einer Veröffentlichung F. Groissmayrs (61) entnommen sind] ersehen kann, ist die säkulare Abnahme der Wasserführung auch hier sehr beträchtlich. Das Dezennium 1871—1880 weist eine um $3,2 \text{ R. E.} = 15,4\%$ übernormale Wasserführung, das letzte Dezennium 1911—1920 eine um $3,8 \text{ R. E.} = 18,2\%$ unternormale Wasserführung auf. Das ist ein Unterschied von mehr als 33% des Gesamtmittels. So sprechen auch die beiden Tabellen 19 und 20 entschieden dafür, daß die allgemeine Zirkulation seit Beginn des 19. Jahrhunderts zugenommen hat, und zwar seit Beginn unseres Jahrhunderts sehr erheblich.

Für andere Flüsse konnten leider verlässliche Werte der tatsächlichen Wasserführung nicht erhalten werden und die Pegelmessungen allein sind — wie bereits früher bemerkt — wegen etwaiger Änderungen der Flußsohle wenig brauchbar, insbesondere in der letzten Zeit, seit durch Flußregulierungen und ähnliche technische Eingriffe das Flußbett zweifellos stark verändert worden ist. So seien nur als Beispiel aus dem großen Werk von E. Brückner die Wasserstandsschwankungen der drei großen deutschen Ströme wiedergegeben, für welche die Aufzeichnungen bis 1800 zurückgehen (Tabelle 21). Im großen und ganzen verlaufen die Schwankungen bei den drei Strömen gleichartig, nur 1821—1825 fällt die Abweichung der Oder beträchtlich heraus. Im Mittel der drei Flüsse sind die Schwankungen recht klein und lassen nur zwischen 1836 und 1855 einen übernormalen, nachher bis 1875 einen unternormalen Wasserstand erkennen.

Tabelle 21. 5jährige Mittel des Wasserstandes von Rhein, Elbe und Oder; Abweichungen vom Mittel in cm nach E. Brückner

| Jahr | Rhein | Elbe | Oder | Mittel |
|-----------|-------|------|------|--------|
| 1801—1805 | + 11 | + 66 | — | — |
| 1806—1810 | + 33 | + 25 | — | — |
| 1811—1815 | — 17 | 0 | — 31 | — 16 |
| 1816—1820 | + 28 | + 9 | + 1 | + 13 |
| 1821—1825 | + 9 | + 13 | — 68 | — 15 |
| 1826—1830 | 0 | + 37 | + 6 | + 14 |
| 1831—1835 | — 17 | — 5 | — 18 | — 13 |
| 1836—1840 | + 23 | + 14 | + 1 | + 13 |
| 1841—1845 | + 20 | + 17 | + 7 | + 15 |
| 1846—1850 | + 9 | + 11 | + 9 | + 10 |
| 1851—1855 | + 28 | + 33 | + 20 | + 27 |
| 1856—1860 | — 36 | — 17 | — 1 | — 18 |
| 1861—1865 | — 45 | — 36 | — 7 | — 29 |
| 1866—1870 | + 2 | — 12 | + 2 | — 3 |
| 1871—1875 | — 17 | — 50 | — 6 | — 24 |
| 1876—1880 | + 1 | — 18 | + 18 | 0 |
| 1881—1885 | — | + 5 | — | — |

e) Eisfreie Zeit von Flüssen und Seen

Die umfangreichsten hierhergehörigen Untersuchungen gehen auf M. Rykatschew (62) zurück, der für die russischen Ströme den Auf- und Zugang an 11 Stationen für den Zeitraum 1706—1879 näher untersucht hat. Im Mittel aller 11 Stationen ergaben sich folgende 20jährige Mittel für die jährliche Dauer der Eisfreiheit in Abweichungen vom Gesamtmittel (Tage):

| | | | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre ... | 1706—1725 | 1726—1745 | 1746—1765 | 1766—1785 | 1786—1805 |
| Tage ... | + 4,6 | — 2,3 | + 0,6 | + 1,5 | — 2,2 |
| Jahre ... | 1806—1825 | 1826—1845 | 1846—1865 | 1866—1879 | |
| Tage ... | — 1,9 | — 1,2 | + 0,4 | + 3,7 | |

Vom Zeitraum 1786—1805 nimmt die Dauer der Eisfreiheit ständig bis zum Schluß der Beobachtungsreihe zu, im Einklang mit den früheren Feststellungen, daß seit etwa 1800 die Winter milder geworden sind und gleichzeitig auch die Jahrestemperatur zugenommen hat.

Was die Daten des Zufrierens von Seen betrifft, konnte ich eine einzige weit zurückreichende Beobachtungsreihe finden; sie bezieht sich auf den regelmäßig zufrierenden Lake Champlain im Nordosten der Vereinigten Staaten, über die C. Kassner (63) referiert. Die regelmäßigen Beobachtungen gehen bis 1816 zurück; nachstehend das Datum des Zufrierens im 20jährigen Mittel (Tage, gezählt vom Beginn des Jahres):

| | | | |
|-------------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1816—1835 | 1836—1855 | 1856—1875 |
| Tage | 31,1 | 34,7 | 26,8 |
| Jahre | 1876—1895 | 1896—1915 | 1916—1935 |
| Tage | 30,7 | 34,5 | 38,3 |

Seit der Mitte des 19. Jahrhunderts verspätet sich die Eintrittszeit einer festen Eisdecke, und zwar bis zur letzten 20jährigen Periode um fast 12 Tage, vom 27. Januar auf den 7. Februar; im letzten Jahrzehnt 1926—1935 fällt das Zufrieren sogar erst auf den 11. Februar. Angaben über das gelegentliche Zufrieren des Bodensees findet man in der Zeitschrift „Das Wetter“ (64), über die des Attersees in der Meteorologischen Zeitschrift (65).

8. Historische Klimazeugen seit Beginn unserer Zeitrechnung

Wohl die erste zusammenfassende Darstellung von historischen Berichten, welche für die Beurteilung von Klimaschwankungen in historischer Zeit dienen können, hat Ehrenheim (66) im Jahre 1824 gegeben; 1901 sind diese Daten neuerlich von N. Ekholm (67) bearbeitet worden. Nur einige besonders auffällige Ereignisse seit Beginn unserer Zeitrechnung seien kurz angeführt; für das erste Jahrtausend finden sich fast nur Nachrichten aus den Mittelmeerländern, und zwar überwiegen weitaus Berichte über besonders strenge Winter:

Im Jahre 401 war das Schwarze Meer während 20 Tage zugefroren, im Jahre 673 soll das Eis hier „mehrere Ellen dick“ gewesen sein und im Jahre 763 waren auch die Dardanellen mit Eis gefüllt; im Winter 800/01 erreichte wiederum die Eisdecke auf dem Schwarzen Meer einige Fuß. Die Adria war mit Eis bedeckt im Winter 859/60 und dann erst wieder 1708/09; in diesem Winter war auch der Hafen von Genua teilweise gefroren. 1216 und 1234 war der Po mit Eis bedeckt, 1608 und 1621 der Bosphorus. Das sind jedenfalls Ereignisse, die für derart strenge Winter zeugen, wie sie in den letzten Jahrhunderten nicht vorgekommen sind.

Ähnliche Angaben aus der Ostsee deuten darauf hin, daß seit dem Ausgang des Mittelalters die Häufigkeit sehr strenger Winter abgenommen hat: So finden sich im 14. und 15. Jahrhundert elfmal Angaben über schweres Eis in der südlichen Ostsee, im 16. und 17. Jahrhundert nur viermal und von 1800 nahm, wie bereits ausführlich erörtert wurde, die Strenge des Winters im Mittel weiterhin ab. Und während Skagerrak und Kattegat im 13. und 14. Jahrhundert und zu Anfang des 15. Jahrhunderts siebenmal zugefroren waren, ist diese Erscheinung seither überhaupt nicht mehr beobachtet worden.

Gegen diese Zeugen für besonders strenge Winter hat man eingewendet, daß das Zufrieren der Ostsee nicht allein von der Temperatur abhängt, sondern auch vom Salzgehalt der Oberflächenschichten und von der Stabilität der Schichtung; eine dünne salzarme auf salzreichem Wasser gelagerte Oberflächenschicht wird viel leichter gefrieren können, als wenn sich der Salzgehalt durch lebhaftere Vermischung mehr ausgeglichen hat. Aber auch diese Verteilung des Salzgehalts ist das Ergebnis von veränderlichen Klimafaktoren: eine abgeschwächte Zirkulation mit geringerer Windstärke und geringeren Niederschlägen schafft auch indirekt günstige Vorbedingungen für das schließliche Zufrieren der Ostsee. Schwerer wiegt das Bedenken, ob wohl die Beurteilung „Schweres Eis“ während der ganzen Zeit gleichwertig geblieben ist; maßgebend für die Beurteilung war jedenfalls die Behinderung bzw. vollständige Einstellung der Schifffahrt; es ist aber klar, daß hierfür Größe und Leistungsfähigkeit der Schiffe entscheidend sind, und diese haben im Laufe der Jahrhunderte gewiß erheblich zugenommen.

Bekannt sind die eingehenden Berichte, welche Ehrenheim (66) sammelte, um eine allmähliche einsinnige Verschlechterung des Klimas von Grönland nachzuweisen. Bei der Entdeckung Grönlands um 900 sollen dort Bäume und Weideland existiert haben. Die Kolonisation entwickelte sich derart, daß sich dort um 1100 bereits 190 Niederlassungen, 12 Kirchen, 2 Klöster und 1 Bischofssitz befanden; aber bereits um die Mitte des 13. Jahrhunderts begann nach Ekholm die Kolonie zugrunde zu gehen. Maßgebend hierfür soll die immer stärker werdende Eistrift an der Ostküste Grönlands gewesen sein, welche den Verkehr mit Island immer mehr erschwerte, bis schließlich die Verbindung mit dem Mutterland völlig aufhörte und die Lage Grönlands derart in Vergessenheit geriet, daß es neu entdeckt werden mußte. Auch für die Folgezeit wird auf eine weitere Verschlechterung des Klimas daraus geschlossen, daß die normannische Bevölkerung immer mehr zurückging: 1723 fand Bischof Egede ungefähr 30000 Einwohner an der Westküste vor, 1813 dagegen Giesecke nur mehr 6583.

Es ist schwer, aus dem Aufblühen und späteren Zugrundegehen der normannischen Kolonie auf Grönland verlässliche Schlüsse hinsichtlich Klimaänderungen zu ziehen. Man hat eingewendet, daß das Aufhören der Verbindung mit dem Heimatland nicht notwendig auf eine erschwerte Schifffahrt zurückgeführt werden muß, sondern daß auch wirtschaftliche Verhältnisse daran Schuld getragen haben können, und daß die vom Heimatland vergessenen Kolonisten nicht infolge einer Verschlechterung des Klimas zugrunde gegangen seien, sondern daß sie sich — völlig auf

sich selbst angewiesen — allmählich der primitiven Lebensweise der Eskimos anpassen mußten und so mit den Eingeborenen mit der Zeit verschmolzen.

Es ist auch nicht möglich, aus den besser bekannten Klimaschwankungen in Mittel- und Nordwest-Europa auf eine auffällige, etwa 1300 einsetzende Klimaverschlechterung zu schließen. Vielmehr deuten hier historische Berichte darauf hin, daß erst um 1600 die Winter strenger geworden sind (vgl. die Gletscherschwankungen und die Charakterzahlen der Winter von Easton auf S. 91). Es bleibt sogar eine offene Frage, in welchem Sinne die großzügigen Klimaverhältnisse auf der Erde um das Jahr 1000 anders gewesen sein müßten, damit in Südgrönland günstigere Vorbedingungen für Pflanzenwuchs und Viehhaltung verständlich würden. Der Pflanzenwuchs wird in erster Linie durch höhere Sommertemperatur begünstigt; nun ist gegenwärtig in Grönland bei verstärkter Zirkulation allerdings auch die Sommertemperatur etwas gestiegen; aber es bleibt unsicher, ob nicht vielleicht in Grönland durch eine erheblich abgeschwächte Zirkulation ein mehr kontinentales Klima geschaffen würde mit noch höheren Sommertemperaturen als sie derzeit in Grönland herrschen.

Einen besonderen Platz unter den historischen Berichten zur Beurteilung des Klimas früherer Jahrhunderte nehmen die sorgfältigen meteorologischen Beobachtungen (ohne Instrumente) von Tycho de Brahe ein, welche dieser in Uranienburg auf der kleinen Insel Hven im Sund (55° 54' N. Br., 12° 43' E. L.) in der Zeit Oktober 1582—April 1597 (mit einer Lücke Mai—August 1584) regelmäßig angestellt hat. Durch Vergleich mit neuzeitlichen Beobachtungen am selben Platz (1881—1898) ist ein angenäherter Vergleich möglich.

Ekholm (67) schließt aus den Bemerkungen im Tagebuch Brahes, wie „Eis auf dem Wasser“, „starker Schneefall“, „Kälte“ usw., daß erster und letzter Frosttag im Mittel fast auf den Tag genau unverändert geblieben sind. Doch muß bedacht werden, daß jene älteren Beobachtungen mit der späteren Feststellung eines Frosttages (Temperaturminimum < 0) nicht vergleichbar sind. Es ist vielmehr anzunehmen, daß geringe oder kurzfristige Unterschreitungen des Nullpunktes ohne Instrumente der Beobachtung entgehen, so daß man eigentlich schließen müßte, daß die mittlere Frostperiode in der älteren Beobachtungsreihe länger war als am Ende des 19. Jahrhunderts.

Damit stimmt auch überein, daß Tycho de Brahe für den Monat Februar im Mittel von 100 Niederschlagstagen 75 mal festen Niederschlag anmerkte, während die späteren Beobachtungen nur 53 % ergeben;

für den März sind die Zahlenwerte 63 gegenüber 46 %, während für die übrigen Kalendermonate kein ins Gewicht fallender Unterschied festzustellen ist. Ekholm schließt, daß am Ausgang des 16. Jahrhunderts der Februar um 1,4^o, der März um 1,0^o kälter war als später.

Am auffälligsten sind die Unterschiede in der mittleren Windrichtung: Während jetzt SW die vorherrschende Windrichtung ist, und zwar in allen Monaten mit Ausnahme von April und Mai, fand Tycho de Brahe als häufigste Richtung SE, und zwar für das ganze kalte Halbjahr Oktober—Mai. Dies wäre nur verständlich, wenn damals im Mittel eine ganz erhebliche Verlagerung der Hoch- und Tiefdruckgebiete Platz gegriffen hätte.

Die umfassendste Bearbeitung alter Berichte zur Beurteilung der Winterkälte stammt von C. Easton (68); dieser hat in besonders eingehender Weise die Winter vergangener Jahrhunderte auf Grund aller erreichbaren Berichte und Aufzeichnungen für den Bereich von Westeuropa zusammengestellt und so eine geschlossene Reihe vom Jahre 1205 erhalten. Für die Zeit vorher ist die Reihe lückenhaft, schließlich bleiben für die älteste Zeit nur noch Berichte über besonders strenge Winter übrig.

Für die Zeit nach 1757 stützte sich Easton hauptsächlich auf Temperaturaufzeichnungen verschiedener Stationen, und zwar für die Jahre 1757—1852 auf die 5 Stationen Paris (3), Toulouse (1), Basel (1), Zwanenburg (3) und Greenwich (1). Die eingeklammerten Zahlen bedeuten das Gewicht, welches Easton den betreffenden Zahlenreihen beilegte. Für die Folgezeit 1852—1916 benutzte er 9 Stationen, und zwar Bremen (2), De Bilt (3), Uccle (2), Paris (4), Greenwich (1), Angers (3), Lyon (3), Straßburg (1) und Toulouse (1). Die Charakterzahlen sind so gewählt, daß zunehmende Zahlenwerte einem milderem Winter entsprechen:

| | |
|---------------------------------|-----------------------------------|
| < 5,5 hart, äußerst streng | 44,6—54,9 normal |
| 5,6—13,5 sehr streng | 55,0—60,9 normal, ziemlich gelind |
| 13,6—25,9 streng | 61,0—75,5 gelind |
| 26,0—38,9 kalt | 75,6—84,9 mild |
| 39,0—44,5 normal, ziemlich kalt | > 84,9 sehr mild |

Leider ist dadurch, daß diese Charakterzahlen für die einzelnen Zeitabschnitte nach verschiedenen Grundsätzen gebildet wurden, die Homogenität verlorengegangen. Es fällt sogleich auf, daß die Dezennienmittel der Tabelle 22 keinerlei Erwärmung der Winter im Laufe des 19. und zum Beginn des 20. Jahrhunderts erkennen lassen, während eine solche säkulare Temperaturzunahme zweifellos feststeht.

Tabelle 22. Winterkoeffizienten für Westeuropa nach C. Easton; Dezennienmittel

| | 1—10 | 11—20 | 21—30 | 31—40 | 41—50 | 51—60 | 61—70 | 71—80 | 81—90 | 91—00 |
|--------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1200 + | — | 41,5 | 49,5 | 47,8 | 52,8 | 47,9 | 51,8 | 49,4 | 55,0 | 51,4 |
| 1300 + | 49,4 | 47,1 | 50,6 | 51,4 | 55,9 | 47,1 | 51,5 | 49,3 | 49,2 | 48,6 |
| 1400 + | 51,3 | 49,8 | 54,6 | 43,8 | 51,2 | 49,7 | 48,0 | 59,5 | 49,4 | 47,3 |
| 1500 + | 50,2 | 48,0 | 57,9 | 56,4 | 44,9 | 50,1 | 43,5 | 46,9 | 49,7 | 44,0 |
| 1600 + | 50,7 | 52,8 | 45,3 | 49,6 | 50,6 | 40,4 | 44,5 | 46,3 | 48,6 | 41,8 |
| 1700 + | 64,9 | 54,3 | 52,2 | 45,5 | 43,4 | 45,0 | 49,7 | 51,5 | 44,2 | 48,9 |
| 1800 + | 52,7 | 47,3 | 48,2 | 54,2 | 47,3 | 47,0 | 54,0 | 45,3 | 49,3 | 44,3 |
| 1900 + | 49,8 | | | | | | | | | |
| | Berichtigt: | | | | | | | | | |
| 1800 + | 45,7 | 40,3 | 41,2 | 47,2 | 40,3 | 53,0 | 60,6 | 51,9 | 55,9 | 50,9 |
| 1900 + | 56,4 | | | | | | | | | |

Um diese Frage zu prüfen, wurden für die Zeit 1771—1916 die Zahlen von Easton und die gleichzeitigen Abweichungen der Wintertemperatur von Berlin in ein Koordinatensystem: Charakterzahl-Temperaturabweichung eingetragen. Es zeigte sich im allgemeinen ein recht befriedigend paralleler Verlauf, der natürlich nicht überrascht, da Easton sich — wie oben erwähnt — für diese Periode auf Temperaturbeobachtungen verschiedener Stationen gestützt hat. Es entspricht im Mittel einer Temperaturänderung des Winters in Berlin um 1° C eine Änderung der Eastonschen Charakterzahl E um 9 Einheiten; wir erhalten so folgenden linearen Zusammenhang.

| | | | | | | | | | | | |
|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| $\Delta t \dots$ | $+5^{\circ}$ | $+4^{\circ}$ | $+3^{\circ}$ | $+2^{\circ}$ | $+1^{\circ}$ | 0° | -1° | -2° | -3° | -4° | -5° |
| $E \dots$ | 95 | 86 | 77 | 68 | 59 | 50 | 41 | 32 | 23 | 14 | 5 |

Von dieser mittleren Bezugsgleichung weichen aber die Eastonschen Zahlen für die einzelnen Dezennien in ganz systematischer Weise ab, wie die in Tabelle 23 zusammengestellten Differenzen zwischen den Charakterzahlen E und den aus der Temperaturabweichung in Berlin berechneten Charakterzahlen R zeigen:

Tabelle 23. Vergleich der Charakterzahlen von C. Easton (E) mit den aus den Berliner Temperaturen berechneten (R)

| | | | | | |
|-------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre ... | 1771—1780 | 1781—1790 | 1791—1800 | 1801—1810 | 1811—1820 |
| $E-R \dots$ | + 2,1 | - 1,5 | + 2,0 | + 11,0 | + 7,9 |
| Jahre ... | 1821—1830 | 1831—1840 | 1841—1850 | 1851—1860 | 1861—1870 |
| $E-R \dots$ | + 7,2 | + 4,8 | + 4,1 | - 6,3 | - 2,7 |
| Jahre ... | 1871—1880 | 1881—1890 | 1891—1900 | 1901—1910 | |
| $E-R \dots$ | - 9,5 | - 6,4 | - 6,9 | - 8,5 | |

Im Zeitabschnitt 1801—1850 sind die Eastonschen Zahlen im Mittel um 7,0 Einheiten gegen die mittlere Bezugsgleichung zu hoch, nach 1850 dagegen im Mittel um 6,6 Einheiten zu niedrig; vor 1800 entsprechen die Eastonschen Zahlen ungefähr dem Gesamtmittel. Der Sprung um 1850 ist offenbar bedingt durch die 1852 geänderte Grundlage zur Ermittlung der Charakterzahlen. Die Ursache des weiteren Sprunges um 1800 ist schwer nachzuprüfen, da Easton bei den Temperaturreihen der einzelnen Stationen verschiedene zeitlich nicht konstante Korrekturen angebracht hat und für die Berechnung der Charakterzahlen neben dem Monatsmittel der Temperatur noch verschiedene andere Faktoren berücksichtigt hat.

Es darf wohl angenommen werden, daß für die Jahre vor 1757, für welche nur Schätzungen nach zeitgenössischen Berichten benutzt werden konnten, der Maßstab ein einheitlicher war, so daß die daraus abgeleiteten

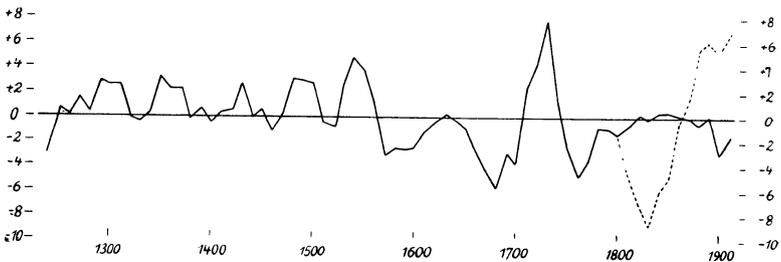


Abb. 16. Charakterzahlen für den Winter nach C. Easton, 30jährige übergreifende Mittel: punktiert berichtigte Werte

zeitlichen Schwankungen wenigstens qualitativ richtig sind. Ob mit dem Beginn der Berücksichtigung von beobachteten Temperaturwerten (1757) ebenfalls ein Sprung in die Reihe hineingekommen ist, läßt sich nicht sagen; in den Dezennienmitteln der Tabelle 22 ist um diese Zeit keine auffällige Vergrößerung oder Verkleinerung wahrzunehmen; es könnte aber sein, daß eine tatsächliche säkulare Schwankung durch einen Sprung in der Rechengrundlage verwischt worden ist.

Für die Zeit nach 1800 ist es jedenfalls notwendig, die Eastonschen Charakterzahlen zu berichtigen; dies geschah in der Weise, daß dessen Zahlen für 1801—1850 um 7,0 Einheiten erniedrigt, die für den Abschnitt 1851—1916 um 6,6 Einheiten erhöht wurden. In Abb. 16 sind übergreifende 30jährige Mittel dieser Charakterzahlen dargestellt, und zwar für die Zeit nach 1800 sowohl die ursprünglichen wie auch die korrigierten Werte (die Jahreszahlen sind zur Mitte der 30jährigen Zeit-

abschnitte angeschrieben). In der Tabelle 22 sind die korrigierten Werte als Anhang eingetragen.

Unter der Annahme, daß die so berichtigte Reihe der Charakterzahlen einigermaßen homogen ist, lassen sich aus der Abb. 16 folgende Schlüsse ziehen: Bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts liegen die Charakterzahlen (im Mittel von 30 Jahren) fast dauernd über dem Gesamtmittel 48,6; auch sind die zeitlichen Änderungen relativ klein. Von etwa 1550 bis etwa 1850 dagegen sind die Charakterzahlen größtenteils unternormal, die Winter waren also kalt und es traten auch große Schwankungen auf. Um 1700 und dann seit 1850 sind die Winter erheblich zu warm.

Es liegt nahe, diese Zahlenreihe mit den Feststellungen über die Gletscherschwankungen zu vergleichen, wenn auch ein ideal paralleler Gang von vornherein nicht zu erwarten ist, da sich diese Charakterzahlen auf Westeuropa beziehen; wohl aber darf man aus der Erfahrung schließen, daß langandauernde Anomalien des Klimas auch weiträumig sind.

Wesentlich scheint vor allem, daß vor 1600 nach Easton durch mehrere Jahrhunderte hindurch milde Winter herrschten und daß auch für dieselbe Zeit eine geringe Gletschertätigkeit nachgewiesen werden konnte; ebenso fällt der Gletscherhöchststand um 1820 genau mit dem Minimum der berichtigten Eastonschen Charakterzahlen zusammen. Dagegen kommt der Gletschervorstoß um 1850 in den 30jährigen Mitteln der Abb. 16 gar nicht zum Ausdruck; nur aus der Tabelle 22 ergibt sich für das Dezennium 1841—1850 ein auffällig niedriger Wert, wie er seit 1650 nicht mehr verzeichnet ist; auch der Gletschervorstoß um 1850 dauerte vermutlich nur kurz.

Im 17. Jahrhundert handelte es sich — wie bereits früher (S. 59) erwähnt — anscheinend um zwei Gletschervorstöße. Der erste nach 1600 erreichte seinen Höchststand relativ spät gegenüber dem in den Charakterzahlen aufscheinenden Minimum. Tiefe Werte fallen nämlich auf die 30jährigen Zeitabschnitte 1540—1570 bis 1570—1600, der Gletscherhochstand dagegen erst etwas nach 1600. Das kräftigere Minimum in Abb. 16 tritt dagegen erst um 1665 ein und auch die Berichte über Gletscherschwankungen in der Schweiz von Lüttschg (S. 63) besagen, daß die Höchststände zum Teil erst in die zweite Hälfte des 17. Jahrhunderts fielen.

Nach der Kurve Abb. 16 wäre auch für die Mitte des 18. Jahrhunderts ein Gletscherhochstand anzunehmen, von dem aber kaum etwas bekannt geworden ist; das ist aber nicht verwunderlich, denn diese

Senke ist nur schwach entwickelt und die Spuren eines mäßigen Gletschervorstoßes um 1750 oder 1760 mußten jedenfalls durch den viel kräftigeren und länger anhaltenden Vorstoß um 1820 völlig zerstört worden sein. Möglicherweise ist diese Senke um 1750 durch einen Sprung in der Reihe von Easton vorgetäuscht, denn nach Tabelle 22 fallen die niedrigen Werte der Charakterzahlen auf die Jahre 1731—1760; das würde heißen, daß der folgende Teil der Kurve relativ zum vorangehenden etwas herabgesetzt werden müßte; der Unterschied zwischen den milden Wintern vor 1600 und den strengeren in der Folgezeit bis 1850 würde sich dadurch noch verstärken.

Auf jeden Fall bestätigt die Reihe von Easton die auch auf S. 74 entwickelte Ansicht, daß die Höchststände der Gletscher nicht auf Zeiten geschwächter Kontinentalität (größerer Niederschlag, kleinere Jahreschwankung der Temperatur) fallen, sondern auf Zeiten geschwächter Zirkulation mit tiefen Wintertemperaturen und daher auch tieferen Jahrestemperaturen.

Man hat vielfach versucht, auch Sagen (Götterdämmerung, Sintflut usw.), ferner Völkerwanderungen, Entwicklung und Niedergang von Staaten, schließlich die Schwankungen von Getreidepreisen zu Schlußfolgerungen auf Klimaschwankungen zu verwenden. Da aber diese Schlüsse doch allzu unsicher sind, sei darauf nicht näher eingegangen. Für diesbezügliche Einzelheiten möge auf das Buch von C. E. P. Brooks „Climate through the ages“ (69) verwiesen werden. Erwähnung verdienen die chinesischen Aufzeichnungen über besondere Witterungsereignisse, da diese Berichte bis in die Zeit vor Chr. zurückreichen. Co Ching Chu (70) erhielt aus der Zusammenfassung und Bearbeitung aller ihm zugänglichen Aufzeichnungen die Zahlenwerte der Tabelle 24, in welcher die Feuchtigkeitsverhältnisse durch das Verhältnis $q = \text{Anzahl der Dürren während eines Jahrhunderts durch die Anzahl der „Fluten“}$ dargestellt sind. Die Jahre nach 1600 sind damit leider nicht vergleichbar, weil später die Zählung der „Fluten“ nach anderen Gesichtspunkten erfolgte. Auffällig ist besonders die Dürre im 4. und dann im 6. und 7. Jahrhundert.

Tabelle 24. Trockenheitsindex für China (die Zahlen wachsen mit zunehmender Trockenheit)

| | | | | | | | | |
|---------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| Jahre | 100—200 | —300 | —400 | —500 | —600 | —700 | —800 | —900 |
| q | 1,98 | 1,60 | 8,20 | 2,06 | 4,10 | 3,30 | 1,32 | 1,80 |
| Jahre | —1000 | —1100 | —1200 | —1300 | —1400 | —1500 | —1600 | |
| q | 1,80 | 1,70 | 1,04 | 1,80 | 1,05 | 2,22 | 1,95 | |

9. Baumringe als Klimazeugen

Ein wertvolles Hilfsmittel zur Beurteilung des Klimas längst vergangener Zeiten bietet die Ausmessung der Zuwachsringe langlebiger Bäume. Diese Methode wurde seit dem Beginn unseres Jahrhunderts in Nordamerika, vor allem durch Ellsworth Huntington und A. E. Douglass (71) entwickelt und wird seither — auch in Europa — in immer steigendem Maße benutzt; wie rasch die Literatur auf diesem Gebiete anwächst, zeigt eine 1935 herausgegebene bibliographische Zusammenstellung (72), welche bereits 7 Druckseiten umfaßt.

Da in deutschen Büchern noch sehr wenig über diese Methode und deren Ergebnisse zu finden ist, sei auf diesen Gegenstand etwas ausführlicher eingegangen. Über den gegenwärtigen Stand unterrichtet eine sehr aufschlußreiche und kritische Arbeit F. P. Keens (73). In allen Klimaten mit ausgesprochenen Jahreszeiten oder Trocken- und Regenzeiten setzen die Bäume Jahresringe an (in den Tropen fehlen sie bei den meisten Bäumen), und zwar hängt die Zuwachsdicke zum Teil auch von Klimaschwankungen ab. Für die Untersuchung werden radiale Holzproben von einigen cm Durchmesser durch einen „schwedischen Zuwachsbohrer“ erhalten; am gefällten Baum kann auch vom Strunk eine dünne Scheibe oder ein über die Mitte reichender Sektor abgeschnitten werden. Für das Ausmessen der Dicke der Zuwachsringe wird ein Mikroskop mit Gleitschlitten angewendet, in Nordamerika ist hierfür ein eigenes Instrument, das Dendroheliomikrometer konstruiert worden.

Eine solche Holzprobe stellt mit ihren Jahresringen einen vollständigen Kalender dar, der Jahr für Jahr über die Entwicklung des Baumes und damit auch über die Summe der günstigen und ungünstigen Einflüsse Aufschluß gibt; um aber brauchbare Hinweise auf Klimaschwankungen früherer Jahrhunderte zu erhalten, ist eine ganze Reihe von Voraussetzungen notwendig, und durch eine sorgfältige Kritik müssen verschiedene störende Nebeneinflüsse eliminiert werden. Keen hat in der erwähnten Arbeit an 1240 Baumstämmen einer Fichtenart (*Pinus ponderosa*), die aus 44 verschiedenen Gebieten Ostoregons und Nordost-Kaliforniens stammten (40°—45° n. Br.), eingehende Untersuchungen angestellt, die zu folgenden Ergebnissen führen:

a) Waldbrände, welche einen Baum nur schädigen, ohne ihn zu vernichten, bewirken ein plötzliches Schwächerwerden oder einen vollständigen Stillstand des Wachstums (Ausbleiben von 1—2 Jahresringen); nach einigen Jahren erholt sich der Baum und holt dann diesen Verlust etwa in den nächsten 10 Jahren wieder ein (freiere Entfaltung

nach Vernichtung des Unterholzes oder der benachbarten Bäume). In Oregon sind Waldbrände, zumeist infolge Blitzzündung, sehr häufig; z. B. gab es in einem bestimmten Waldgebiet im 19. Jahrhundert 6 Waldbrände; ähnliche Zahlen wurden auch für frühere Jahrhunderte erhalten.

b) Verliert der Baum durch Insektenfraß einen Teil seiner Nadeln, so ist das Wachstum der Jahresringe für eine Reihe von Jahren verringert (jedoch nur im unteren Teil des Stammes).

c) Um derartige, die Beurteilung der Klimaeinflüsse beeinträchtigende Faktoren auszuschalten, ist es notwendig, Mittelwerte aus verschiedenen Gebieten miteinander zu vergleichen, so daß angenommen werden darf, daß nicht alle verglichenen Gebiete gleichzeitig von einem der genannten Schäden betroffen wurden.

d) Um brauchbare Mittelwerte zu erhalten, ist es notwendig, vorerst für jeden einzelnen Baum das tatsächliche Wachstum in den einzelnen Jahren in Prozenten einer normalen Wachstumskurve auszudrücken; z. B. steigt bei der untersuchten Fichtenart das Wachstum im Mittel rasch bis zu einem Maximum etwa im 75. Lebensjahr des Baumes an und nimmt dann wieder ab, zuerst rascher, dann immer langsamer; etwa vom 200. oder 300. Lebensjahr an ist die Dicke der Jahresringe vom Alter des Baumes fast unabhängig, bleibt also *ceteris paribus* konstant. Die normale Wachstumskurve ändert sich aber mit den mittleren Ernährungsbedingungen, ist also für jeden Standort und für jede Größenklasse der betreffenden Baumart getrennt abzuleiten. Die so ermittelten prozentuellen Abweichungen jedes Jahres von der zugehörigen normalen Wachstumskurve stimmen dann für mächtige und für schwach entwickelte Bäume desselben Gebietes sehr gut überein.

e) Um eine Klimaschwankung beurteilen zu können, sind vorerst aus den biologischen Besonderheiten der betreffenden Baumart und aus den mittleren klimatischen Verhältnissen des Standortes die Klimafaktoren nachzuweisen, auf deren Schwankungen das Wachstum der untersuchten Baumart reagiert. Haben die Bäume sowohl Feuchtigkeit als auch Wärme in mehr als ausreichendem Maße zur Verfügung, dann schwankt das Wachstum bei Änderung der Feuchtigkeit oder der Temperatur nur sehr wenig. Schwanken die maßgebenden Klimaeinflüsse um ein Optimum für die betreffende Baumart, so werden die Abweichungen von diesem Optimum nach beiden Seiten hin einen Ausfall im Wachstum erzeugen können. So ist es grundsätzlich möglich, daß feuchte, aber zu kühle Sommer ebenso einen unternormalen Wachstumsring zur Folge haben wie sonnige, aber zu trockene Sommer.

Am eindeutigsten sind die Ergebnisse aus solchen Gebieten und für solche Baumarten, für welche von den beiden Hauptfaktoren Wärme und Feuchtigkeit der eine stets in ausreichendem Maße vorhanden ist, der andere aber häufig unter den Sollwert herabsinkt. Die von Keen untersuchten Fichten reagieren in Oregon vornehmlich auf die Feuchtigkeit; Bäume, die am Rande von Bächen oder sonstigen Wasseransammlungen stehen, zeigen ein sehr gleichmäßiges Wachstum, das nur in besonders trockenen Jahren beeinträchtigt ist. Daher hat Keen für die endgültige Bearbeitung nur Bäume benutzt, die auf Hängen mit gleichmäßigem Wasserabfluß standen. Er erhielt einen Korrelationsfaktor zwischen Dicke der Zuwachsringe und Niederschlag (1. September—1. September) $r = +0,50 \pm 0,09$.

Jedoch ist nicht so sehr die im gleichen Jahr gefallene Niederschlagsmenge maßgebend, als vielmehr die im Boden vorhandene Feuchtigkeit, welche auch noch vom Niederschlag des vorangegangenen Jahres abhängt. Dies drückt sich dadurch aus, daß der Korrelationsfaktor des Wachstums mit der Niederschlagssumme desselben Jahres und des vorangegangenen Jahres wesentlich höher ist: $r = +0,82 \pm 0,04$. Daraus ergibt sich auch, daß bei lange anhaltender Trockenheit die Dicke der Jahresringe immer mehr abnimmt, wenn auch der Niederschlag nahezu konstant, aber unter dem Normalwert bleibt. Es ist wohl möglich, daß dieser Umstand biologisch durch eine länger anhaltende Schwächung der Lebenskraft des Baumes infolge vorangegangener Dürre zu erklären ist.

f) Die ersten 50 oder 100 Jahresringe sind für die Beurteilung von Klimaschwankungen wenig verläßlich, weil diese Bäume in ihrer Jugend vielfach in dichten Beständen heranwachsen und erst dann rasch zur

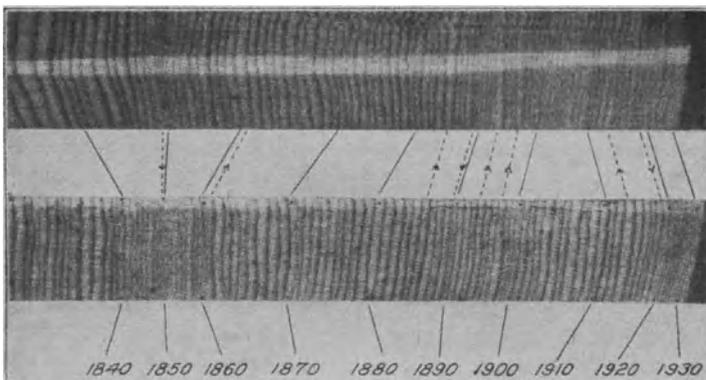


Abb. 17. Vergleich der Zuwachsringe von zwei verschiedenen Bäumen (nach E. P. Keen)

vollen Entwicklung kommen, wenn — etwa durch einen Waldbrand — die schwächeren Bäume der Umgebung absterben.

In Abb. 17 sind aus der Arbeit von Keen zwei Sätze von Jahresringen eines bestimmten Gebietes wiedergegeben; man kann daraus entnehmen, inwieweit einzelne Individuen miteinander vergleichbar sind, insbesondere auch, wie abnormal starke und abnormal schwache Zuwachsringe bestimmter Jahre in beiden Mustern in gleicher Weise zum Ausdruck kommen.

In Abb. 18 ist als Gesamtergebnis der Untersuchung der zeitliche Ablauf des jährlichen Zuwachses Jahr für Jahr im Mittel von rund

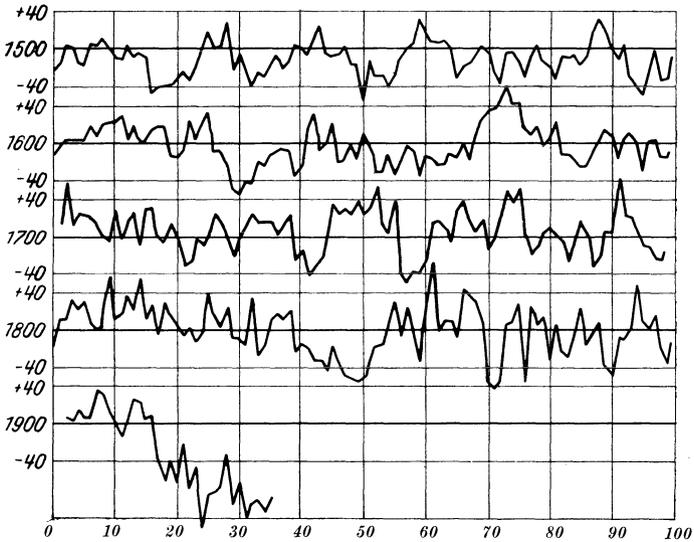


Abb. 18. Baumring-Kalender 1500—1936. Abweichung der mittleren Ringdicke vom Normalwert in Prozenten (nach E. P. Keen)

50 Bäumen in Prozenten der zugehörigen normalen Wachstumskurve dargestellt. Die ältesten untersuchten Bäume reichen bis zum Jahre 1268 zurück, doch konnten für den Zeitraum vor 1500 die Wirkungen aus Waldbränden u. dgl. nicht ausgeschaltet werden, da so alte Bäume nur gering an Zahl sind und nur von einem und demselben Gebiete stammen. Vor 1500 sind die (unkorrigierten) Schwankungen viel größer als nachher und man muß daher annehmen, daß vor 1500 die registrierten Schwankungen des Wachstums nur zum Teil Schwankungen des Klimas, insbesondere des Niederschlags entsprechen.

In der Zeit nach 1500 fällt vor allem das große und langanhaltende Wachstumsdefizit nach 1917 auf. Diese schon 20 Jahre anhaltende Trockenzeit ist — bewertet nach Dauer und Intensität — die schwerste des ganzen untersuchten Zeitraumes; früher war 1839—1854 eine ziemlich lang anhaltende Trockenzeit. Bemerkenswert sind die besonders hohen Spitzen für die Jahre 1861 und 1894, die beide mit außerordentlich hohen Schmelzwasserfluten der betreffenden Jahre verknüpft sind.

Die säkularen Schwankungen sind besser aus der (hier nicht wiedergegebenen) ausgeglichenen Kurve zu beurteilen: Im Mittel längerer Zeiträume war das Wachstum 1500—1670 unternormal, dann bis 1830 übernormal und seit 1917 stark unternormal.

Aus dem bisherigen ergibt sich, daß für die Beurteilung des Klimas vergangener Zeiten auf Grund von Baumringen nur ein großes und aus verschiedenen Gebieten stammendes Material in Betracht kommt, und daß nur dann Schlüsse auf ein bestimmtes Klimatelement gestattet sind, wenn die biologischen Wachstumsbedingungen der betreffenden Baumart bekannt sind.

Zu ähnlichen Schlüssen war bereits E. Antevs (74) gekommen, der das gesamte Sequoia-Material E. Huntingtons neuerlich überprüfte und in besonderer Weise zu Gruppenmitteln vereinigte. Bei diesen Riesenbäumen besteht die Schwierigkeit, daß ihr Wachstum nicht nur auf den Niederschlag reagiert, sondern daß es nach Antevs primär bald dem einen, bald dem anderen Einfluß folgt: „Jedenfalls ist es sicher, daß die Sequoia nicht im besonderen den Niederschlag abbildet.“ Dieser Schluß ergab sich vor allem aus der Tatsache, daß gerade die Bäume, welche aus feuchtem Boden stammten, die Wachstumsmaxima kräftiger zeigten als die Bäume, welche einen trockenen Standort hatten.

Im allgemeinen aber herrscht recht befriedigende Übereinstimmung der Schwankungen zwischen der Baumgruppe „trockener Boden“ und „feuchter Boden“, wenigstens zurück bis zum Jahre 800 n. Chr. Maxima des Wachstums traten auf zu Beginn des 10., zu Beginn des 11., während des 14. Jahrhunderts und von 1550—1750. Man kann aber vorläufig noch nicht sagen, wie diese Extremwerte in klimatischer Hinsicht zu deuten sind, einige Spitzen der Kurve mögen auf Niederschlagsextreme zurückzuführen sein, andere aber wahrscheinlich auf Schwankungen eines anderen Klimatelements; es handelt sich somit um eine komplexe Abhängigkeit vom Klima. Bemerkenswert ist, daß — wie oben erwähnt — *Pinus ponderosa* (gelbe Fichte) von 1500—1670 ein unternormales Wachstum aufwies, während die Sequoia in derselben Zeit übernormale Wachstumsringe hervorbrachte.

Für die Zeit 0—800 n. Chr. ist die Übereinstimmung des Kurvenverlaufes für die einzelnen Baumgruppen der untersuchten Sequoia weniger gut, und für die Zeit vor unserer Zeitrechnung — die ältesten Sequoiabäume reichen ungefähr bis 1000 v. Chr. zurück — ist die Anzahl der verfügbaren Exemplare nach Antevs zu gering, um daraus eine halbwegs verlässliche, von Fehlern befreite Zeittafel des Wachstums abzuleiten.

Wie wenig befriedigend aber die Ergebnisse verschiedener Forscher übereinstimmen, zeigen die Zahlenwerte, welche C. E. P. Brooks (59) zusammengestellt hat. Die mittlere Dicke in mm der Zuwachsringe der Sequoia in Kalifornien beträgt nach Antevs bzw. Douglass:

| | | | | |
|---------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1501—1550 | 1551—1600 | 1601—1650 | 1651—1700 |
| Antevs | 0,80 | 0,85 | 0,86 | 0,84 |
| Douglass..... | 0,92 | 0,76 | 0,88 | 0,77 |
| Jahre | 1701—1750 | 1751—1800 | 1801—1850 | 1851—1900 |
| Antevs | 0,82 | 0,79 | 0,84 | 0,80 |
| Douglass..... | 0,84 | 0,96 | 0,85 | 0,95 |

Hier ist kaum eine Spur eines parallelen Ganges zu erkennen, das Minimum bei Douglass in der Zeit 1551—1600 fehlt bei Antevs völlig, dagegen findet dieser das Minimum der ganzen Reihe in der Zeit 1751 bis 1800, während Douglass genau für dieselben 50 Jahre den höchsten Wert erhält!

Trotz dieser Schwierigkeiten, welche vorläufig den Wert der Zuwachsringe als Klimazeugen stark herabsetzen, kommt den Jahresring-Chronologien in anderer Hinsicht große Bedeutung zu: In Amerika ist es A. E. Douglass gelungen, die Ruinen alter Indianersiedlungen im Pueblo-Distrikt zurück bis zum Jahre 11 n. Chr. zu datieren: Die Zuwachsringe der alten Baumstämme, welche zur Errichtung von Blockhäusern gedient hatten, wurden ausgemessen und konnten durch übergreifende Serien an die Gegenwart angeschlossen werden.

Es ist gar kein Zweifel, daß kurzfristige Dürren bis zur Länge von einigen Dezennien viel verlässlicher aus den Baumringen ermittelt werden können als die großzügige Änderung des Niederschlags von einem Jahrhundert zum nächsten. Bei letzterer spielt die natürliche Änderung des Wachstums mit dem Alter der Bäume eine viel größere Rolle als bei kurzfristigen Schwankungen. Nach einem Referat von E. Schulmann (75) konnten schwere Dürren im Südwesten der USA. für die Zeit um 715, 1100, 1290 und 1585 festgestellt werden. Die vorletzte von 1276—1299 dauernde, von Douglass als „die große Trockenzeit“

bezeichnete Dürre fand ihre Bestätigung in archäologischen Feststellungen; zahlreiche Siedlungen wurden in jener Zeit verlassen, Neubauten aus dieser Zeit fehlen, so daß diese Dürre als Katastrophe zu werten ist.

10. Zur Frage einer einsinnigen Klimaänderung.

Außerordentlich zahlreich sind die Arbeiten, welche auf Grund einer allgemeinen Beurteilung der Landschaft (menschliche Siedlungen, Ackerbau, Wälder u. dgl.) auf eine einsinnige Änderung des Klimas seit Beginn der Geschichte oder aber auf ein Gleichbleiben des Klimas schließen wollen. Zumeist sind aber die Grundlagen viel zu unsicher, als daß man irgendein Ergebnis als bewiesen kennzeichnen könnte. So muß z. B. die Entwaldung der Mittelmeerlande in erster Linie der zerstörenden Hand des Menschen zugeschrieben werden und kann nicht mit Sicherheit als Wirkung einer Klimaänderung gedeutet werden. Auch die Verödung mancher einst blühender Siedlungen, wie z. B. in Mesopotamien, kann mit Recht damit erklärt werden, daß diese Kulturen von Anbeginn auf künstlicher Bewässerung beruhten, daß aber durch Krieg und Verwüstung die Anlagen verfielen.

Ähnlich ist es auch mit dem vielfach untersuchten Rückgang des Weinbaues. In vielen Gegenden konnte ein Weinbau nur so lange bestehen, wie die Verkehrsverhältnisse mangelhaft waren. Sobald bessere Weine aus entfernteren Gegenden ohne Mehrkosten herangeschafft werden konnten, mußte der heimatliche Weinbau eingehen.

Am einheitlichsten ist die Auffassung über eine allmähliche Austrocknung Innerasiens, Australiens und Teilen Afrikas und Südamerikas, doch kann gewiß nicht ein Trockenerwerden seit tausend Jahren und länger als bewiesen gelten, wohl aber lassen sich viele Beobachtungen mit der Feststellung vereinbaren, daß seit dem Anfang des 19. Jahrhunderts die Zirkulation stärker geworden ist, und daß aus diesem Grunde in den subtropischen Trockengebieten der Niederschlag seit derselben Zeit geringer geworden ist.

Die immer wieder aufgeworfene Frage, ob sich das Klima seit Beginn historischer Belege einsinnig geändert hat, kann wohl innerhalb der Genauigkeit, die solchen Berichten zukommt, vorläufig mit „nein“ beantwortet werden, wenn auch die Möglichkeit einer solchen Änderung nicht in Abrede gestellt werden kann. Aber nicht minder interessant und ebenfalls von erheblicher wirtschaftlicher Bedeutung ist die gesicherte Tatsache, daß sich das Klima durch ein Jahrhundert hindurch und noch länger mit aufgesetzten Wellen in einem Sinne ändern kann. Wenn

daher das Klima als Mittelwert eines genügend langen Zeitabschnittes aufgefaßt wird, dann muß eine mindestens mehrere Jahrhunderte umfassende Beobachtungsperiode gefordert werden; erst dann würde ein solcher Mittelwert repräsentativ sein. Da diese Forderung derzeit und auf lange Zeit hinaus nicht erfüllbar ist, erscheint es notwendig, ein Kompromiß zu schließen und das, was wir praktisch als Klimawerte bezeichnen — selbst wenn es sich um 50- oder 100jährige Mittel handelt — als zeitbedingte Größen aufzufassen. Dann ist es aber gar nicht notwendig, möglichst lange Reihen zugrunde zu legen; das Wesentliche ist, daß sich eine Klimadarstellung — auch für die ganze Erde — einheitlich auf dieselbe Epoche bezieht. Wie in den früheren Ausführungen eingehend dargelegt wurde, müssen wir hierbei gewärtig sein, daß sich die Unterschiede zwischen Land und Meer oder zwischen niederen und hohen Breiten von Epoche zu Epoche ändern können, und zwar ganz wesentlich mehr, als nach dem wahrscheinlichen Fehler der Mittelwerte zu erwarten wäre. Als wesentliche Erkenntnis sei angeführt: die bisher übliche Beurteilung der Genauigkeit eines Mittelwertes aus Wahrscheinlichkeitsbetrachtungen führt zu unrichtigen Werten, sobald langfristige Klimaschwankungen merklich sind, so wie dies seit mehr als 100 Jahren der Fall ist.

Literatur

- 1) Isforholdene i de arktiske Have. Publik. fra det Danske Met. Institut 1898 —.
- 2) L. Breitfuss, Eiszustand im Barentsmeer in den Jahren 1895—1925. *Arktis* 1, Heft 3/4, 1928, Tafel 22.
- 3) F. Kissler, Eisgrenzen und Eisverschiebungen in der Arktis zwischen 50° West und 105° Ost im 34jährigen Zeitraum 1898—1931. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* 42, 12, 1934.
- 4) R. Scherhag, Die Erwärmung der Arktis. Extrait du journal du conseil intern. pour l'exploration de la mer 12/3, 263, 1937.
- 5) C. J. H. Speerscheider, The state of the ice in Davis Strait. Publik. fra det Danske Met. Institut, Meddelelser 8, 1931.
- 6) L. Mecking, Die Periodizität der Eisbedeckung in der Davis-Straße. *Ann. d. Hydrogr.* 1939, S. 29.
- 7) W. Wiese, Über die Anomalie der Temperatur des Oberflächenwassers im Barentsmeer. *Exploration des mers d'URSS.* 9, 36, 1929.
- 8) W. Wiese, Die Bedeutung systematischer Untersuchungen des Barentsmeeres, meteorologische und hydrologische Prognosen. *Ebenda* 11, 7, 19, 1930.
- 9) W. Wiese, Hydrologische Beobachtungen im Barentsmeer im Sommer 1928. *Transact. Institut for Scient. Exploration of the North* 45, 36, 1929.
- 10) L. S. Berg, Rezente Klimaschwankungen und ihr Einfluß auf die geographische Verbreitung der Seefische. *Zoographica* 3, 1, 1935.

11) J. Schokalsky, Recent Russian Researches in the Arctic Sea and in the Mountains of Central Asia. The Scott. Geogr. Mag. **52/2**, 1936.

12) G. Slocum, Sea Surface Temperature Summary. Month. Weath. Rev. **62**, 425, 1934; **63**, 71, 113, 147, 174, 204, 1935; **64**, 279, 310, 1936; **65**, 461, 1937; **66**, 194, 344, 435, 1938.

12a) R. Scherhag, Die gegenwärtige Milderung des Winters und ihre Ursachen. Ann. d. Hydrogr. **1939**, S. 292.

13) B. J. Birkeland, Mittel und Extreme der Lufttemperatur. Geofys. Publ. **14/1**, 1936.

14) J. R. Lumby, Salinity and Temperature of the English Channel. Min. of Agriculture and Fisheries; Fishery Investigations, Serie II, **14** (3) [zitiert nach (4)].

15) E. Goedecke, Die mittleren Temperaturverhältnisse im Oberflächenwasser der Irischen See. Ann. d. Hydrogr. **66**, 525, 1938.

16) A. Wagner, Untersuchung der Schwankungen der allgemeinen Zirkulation. Geogr. Annaler **1929**, S. 33.

17) Nach A. S. Jensen und P. M. Hansen, Undersøgelser over den Grønlandske Torsk. Kopenhagen 1930.

18) P. M. Hansen, Grønlaendernes Fiskeri i „Dansk Saltvands fiskeri“ von F. V. Mortensen und A. C. Strubberg, S. 180.

19) H. v. Ficker, Bemerkungen über das Klima der Pamirgebiete (einige Ergebnisse der Alai-Pamir-Expédition 1928). Met. Zeitschr. **1933**, S. 81.

20) P. L. Mercanton, Le glacier du Rhone, II: Les variations de grandeur du glacier du Rhone avant 1874.

21) P. L. Mercanton, Vermessungen am Rhonegletscher. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. **52**, 41, 1916.

22) N. Lichtenecker, Messungen am Goldbergkees (Sonnblickgruppe) in den Sommern 1936 und 1937. Jahrb. d. Sonnblick-Vereins **46**, 16, 1937.

23) J. Maurer, Neuer Rückzug der Schweizer Gletscher. Met. Zeitschr. **1935**, S. 22.

24) H. Kinzl, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde **17**, 66, 1929.

25) H. Kinzl, Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe. Zeitschr. f. Gletscherkunde **20**, 269, 1932.

26) J. Maurer, Einige Ergebnisse aus Schneemessungen in Schweizer Hochalpen und ihre Beziehungen zu den Schwankungen der Firnlinie. Met. Zeitschr. **1910**, S. 289.

27) F. Machatschek in Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, 7. Aufl., Bd. I, S. 457.

28) E. Richter, Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins **22**, 1, 1891.

29) O. Luetsch, Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Zürich 1926.

30) P. Mougín, Etudes glaciologiques. Bd. II und III, herausgeg. v. franz. Ackerbau-Min. [zitiert nach (25)].

31) O. Stolz, Anschauungen und Kenntnisse des Hochgebirges vor dem Erwachen des Alpinismus. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins **1928**, (S. 14–24, Gletscherwelt).

32) U. Monterin, Il clima sulle Alpi ha mutato in epoca storica? Boll. Com. Glac. Ital. **16**, 57, 1936.

33) V. Paschinger, Das vergletscherte Areal der Glocknergruppe. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins **1929**, S. 165.

34) J. Eythorsson, On the variations of glaciers in Iceland. Geogr. Annaler **17**, 121, 1935.

35) E. H. Smith, The „Marion“ Expedition to Davis Strait and Baffins Bay 1928. Scient. Results, Part III, Washington 1931.

36) W. S. Cooper, The problem of Glacier Bay, Alaska. A study of glacier variations. Geogr. Rev. **27**, 37, 1937.

37) M. Werenskiöld, Referat in „La Météorologie“ **1938**, S. 125.

38) K. Faegri, Über Längenvariationen einiger Gletscher des Jostedalubre und die dadurch bedingten Pflanzensukzessionen. Bergens Museum Arbok **7**, 1933.

39) S. V. Kalesnik, Fluctuations of glaciers in USSR. and measurement of their ablation. Union intern. de Géodésie et de Géophysique; Sitz. d. intern. Commission of Snow and of Glaciers, Edinburg 1936.

40) R. Finsterwalder, Die Gletscher des Nanga Parbat. Zeitschr. f. Gletscherkunde **25**, 57, 1937.

41) Bull. Amer. Met. Soc. **19**, 223, 1938.

42) H. Kinzl, Gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung in der Cordillera Blanca (Peru). Verhandlungen und wissenschaftliche Abhandlungen des 25. Deutschen Geographentages zu Bad Nauheim, 22. bis 24. Mai 1934.

43) E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Geogr. Abh. **4/2**, Wien, Hölzel, 1890.

44) W. Köppen, Neues über Verlauf und Ursachen des europäischen Eiszeitalters. Gerl. Beitr. z. Geophys. **26**, 382, 1930.

45) Gretl Afzelius, Vieljährige Niederschlagsschwankungen im Umkreis der Alpen. Geogr. Annaler **1925/3**.

46) C. E. P. Brooks, The Secular Variation of Rainfall. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. **45**, 1919.

47) A. Wagner, Untersuchung der säkularen Änderung der Jahreschwankung der Temperatur in Europa. Gerl. Beitr. z. Geophys. **20**, 134, 1928.

48) H. Friedel, Bausteine zu einer Theorie der rezenten Gletscherschwankungen (Versuch einer Erklärung der Gletscherschwankungen aus den Niederschlagsschwankungen). Met. Zeitschr. **1936**, S. 375. Vgl. auch: A. Wagner, Zur Erklärung der rezenten Gletscherschwankungen. Ebenda **1937**, S. 147.

49) A. Wagner, Schneebeschaffenheit in ihrer Abhängigkeit von Wind und Wetter. Mitt. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins **1933**.

50) M. Lagally, Mechanik und Thermodynamik der stationären Gletscher. Ergebn. d. kosm. Physik, Bd. 2, herausgeg. v. V. Conrad und L. Weickmann, 1933.

51) H. Gams und R. Nordhagen, Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. München, Geogr. Gesellsch. **16/2**, 1923.

- 52) L. S. Berg, Wasserstand des Kaspischen Meeres in historischer Zeit. *Problemy fisitscheskoj geografii* 1934 (russ.).
- 53) W. Köppen, *Ann. d. Hydrogr.* **1936**, S. 47.
- 54) A. Schönrock, Eine langdauernde Variation von Winterniedererschlägen. *Met. Zeitschr.* **1925**, S. 67.
- 55) W. Köppen, *Grundriß der Klimakunde*, 2. Aufl. Berlin und Leipzig, Walter de Gruyter & Co., 1931.
- 56) J. Enge, Der Anstieg des Toten Meeres 1880—1900 und seine Erklärung. Zum Klima der Türkei, 4. Heft, herausgeg. v. L. Weickmann, Dissertation Leipzig 1931.
- 57) E. Nilsson, Traces of ancient changes of climate in East-Africa. *Geogr. Annaler* **17**, 1, 1935.
- 58) J. v. Hann, *Handbuch der Klimatologie*, 4. Aufl., herausgeg. v. K. Knoch, **1**, 392, 1932.
- 59) C. E. P. Brooks, The climate of the first half of the eighteenth century. *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **56**, 389, 1930.
- 60) S. Bliss, The Nile flood and world weather. *Mem. Roy. Met. Soc.* Vol. I/5.
- 61) F. Groissmayr, Die Nilflut und der Temperatur-Charakter des Folgewinters in Leipzig. *Ber. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig* **80**, 326, 1928.
- 62) M. Rykatschew, Über Auf- und Zugang der Gewässer im Russischen Reich. II. Suppl.-Bd. z. *Rep. d. Meteorologie* 1887.
- 63) C. Kassner, Das Zufrieren des Lake Champlain von 1816 bis 1935. *Met. Zeitschr.* **1935**, S. 333.
- 64) K. Appelrath, Einige historische Daten über das Gefrieren des Bodensees. *Das Wetter* **1924**, S. 157.
- 65) Vereisung des Attersees in Oberösterreich. *Met. Zeitschr.* **1929**, S. 401.
- 66) Ehrenheim, Om Climates rörlighet. *K. Vet. Akad. Stockholm* **1824**.
- 67) N. Ekholm, On the variation of the climate of the geological and historical past and their causes. *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **1901**, S. 1.
- 68) C. Easton, Les hivers dans l'Europe occidentale. Leyden, E. J. Brill, 1928 (Referat u. a. in *Met. Zeitschr.* **1928**, S. 452).
- 69) C. E. P. Brooks, *Climate through the ages*. London, Ernest Benn, 1926.
- 70) Co Ching Chu, Climatic pulsations during historic time in China. *Geogr. Rev.* **1926**, S. 274.
- 71) Die umfangreichen Untersuchungen von A. E. Douglass und E. Huntington sind in den Veröffentlichungen der Carnegie-Institution, Washington niedergelegt: **192**, 1914; **289/1**, 1919; **289/2**, 1928; **289/3**, 1936; **325**, 1925.
- 72) Tree rings, a bibliography. U. S. Dep. Agric., Forest Service Nov. 1, 1935.
- 73) F. P. Keen, Climatic cycles in Eastern Oregon as indicated by tree rings. *Month. Weath. Rev.* **1937**, S. 175.
- 74) E. Antevs, The big trees as climatic measure. *Ebenda* **1925**, S. 449.
- 75) E. Schulmann, Nineteen Centuries of Rainfall History in the Southwest. *Bull. Amer. Met. Soc.* **19**, 211, 1938.

III. Die postglaziale Zeit

1. Allgemeines

In allen Gebirgen der Erde finden sich Spuren einer einst viel stärkeren Vergletscherung; auch im Flachlande höherer Breiten kann an einer ehemaligen Eisbedeckung nicht gezweifelt werden, die in Asien bis mindestens 60°, in Europa bis etwa 50° und in Nordamerika sogar bis unter 40° n. Br. reichte. Die Zeit nach dem endgültigen Rückzug dieser Eisdecke wird die postglaziale Zeit genannt. Natürlich läßt sich ein wohldefiniertes Ende der Eiszeit nicht angeben, vielmehr hat der Rückzug eine Reihe von Jahrtausenden gedauert, so daß es eine offene Frage bleiben muß, bei welchem Ausmaß der restlichen Eisdecke der Beginn der postglazialen Zeit angesetzt werden soll. In Europa wird aus rein praktischen Gründen dieser Beginn mit einem sehr genau datierbaren Ereignis identifiziert, mit dem Zerfall des restlichen Eiskuchens im skandinavischen Gebirge in zwei Teile.

Von diesem Ereignis werden in Schweden die Jahre nach vor- und rückwärts gezählt; in Finnland dagegen wurde das Aufwerfen einer gewaltigen Doppelmoräne (Salpausselkä) zum Ausgang der Zählung genommen; das letztere Ereignis wird 1600 Jahre vor der Zweiteilung des skandinavischen Eisschildes angesetzt.

Obwohl natürlich für den größten Teil der rund 7000 Jahre vor unserer Zeitrechnung beginnenden postglazialen Zeit keinerlei historische Berichte vorliegen, können wir uns doch ein recht anschauliches Bild über die seither abgelaufenen Klimaänderungen machen. Als Befunde kommen in Betracht:

a) Glaziologische Feststellungen über die jeweilige Ausdehnung der Eisdecke.

b) Geologische Befunde über Bodenbildungen, welche direkt oder indirekt mit der Existenz der Eisdecke zusammenhängen.

c) Landhebungen und -senkungen, welche Trockenlegungen bzw. Überflutungen von Flachküsten zur Folge hatten, erschlossen aus alten Strandterrassen, Resten von Seetieren u. dgl.

d) Vegetationsfolgen, erschlossen vor allem aus den Blütenpollen verschiedener Pflanzen, soweit sie in Torfmooren erhalten blieben.

e) Verbreitung von Tierarten (sowohl Knochen großer Säuger als auch Schalen von Süßwasser- und Meerestieren).

f) Archäologische Feststellungen (Spuren von menschlichen Siedlungen wie Gräber, Handwerkszeuge und sonstige Gebrauchsgegenstände).

Aus diesen Befunden, insbesondere denen unter a) bis d) genannten, lassen sich — wenigstens in groben Zügen — verlässliche Schlußfolgerungen hinsichtlich der Klimaänderungen während des ganzen Zeitraumes ableiten. Die Beurteilung wird wesentlich dadurch erleichtert, daß es sich um ganz gewaltige Änderungen handelt, die auch mit primitiven Mitteln leicht erkannt werden können.

Den angeführten sechs Arten von Befunden und schließlich den daraus abgeleiteten Schlüssen über das Klima entspricht eine siebenfach verschiedene Einteilung der einzelnen Epochen und Unterepochen. Die zeitliche Aufeinanderfolge der nach diesen Gesichtspunkten festgestellten Merkmale ergibt sich ohne weiteres aus der relativen Tiefe der Schichten, in welchen die betreffenden Funde gemacht wurden; auch war es vielfach möglich, durch verschiedenartige Funde an ein und derselben Fundstelle die Charakterisierung einer Epoche nach den obenerwähnten sieben Gesichtspunkten aufeinander zu beziehen.

2. Warven, Äser, Endmoränen und Wintermoränen

Im allgemeinen muß man sich mit einer relativen Zeitbestimmung begnügen, indem man Funde bestimmten archäologisch festgestellten Kulturkreisen zuordnet. In manchen Gebieten wurde aber eine absolute und unerwartet genaue Datierung ermöglicht, als es dem schwedischen Geologen G. De Geer (1) und seinen Schülern in vieljähriger Arbeit gelang, durch Auszählung von Schichtenfolgen in Bändertonen eine geschlossene Jahreszählung vom Abschmelzen des Eises bis nahe an die Gegenwart zu entwickeln. Die Ergebnisse sind in zahlreichen Arbeiten niedergelegt, über welche K. Troll (2) zusammenfassend berichtet; dieser Bericht diente auch als Ausgangspunkt für die folgenden Ausführungen und enthält auch ein umfangreiches Literaturverzeichnis.

Warven. Beim Rückgang des nordischen Inlandeises gegen Ende der letzten Eiszeit blieb im Gebiet der Ostsee ein riesiger Eis-Stausee zurück, der sogenannte baltische Eisse. Gegen Norden, wo das Land infolge der großen Eisbelastung tiefer lag als heute, reichte dieser See weit über die jetzige Küste hinaus. Der Abfluß dieses Süßwassersees lag im Süden — trotzdem hier die Küste höher lag als heute — und mündete im Gebiet der dänischen Sunde in die Nordsee. Die vom

Schmelzwasser aus der Eiszone mitgeführten Feinsedimente lagerten sich allmählich am Boden dieses Eissees ab und sind jetzt, nachdem sich seither das Land wieder bis zu 250 m gehoben hat, zum Teil trocken gelegt und an der Ostküste Schwedens und in Finnland der Untersuchung zugänglich.

Es finden sich hier vielfach gebänderte Tone, und es besteht heute kein Zweifel mehr, daß diese Bänder oder Warwen (Warwe = Band) den Jahreszeiten entsprechen: Während der Schneeschmelze lagerte sich zuerst der grobe Anteil der Suspension ab, in der kälteren folgten allmählich die feineren Bestandteile und auch die langsam sinkenden Reste abgestorbener Organismen. Daher beginnt jede Warwe mit einer sehr scharfen unteren Grenze und mit verhältnismäßig grobkörnigem, meist hellgefärbten Material, das nach oben in eine feinkörnige, dunkler gefärbte Schicht übergeht. Auch chemisch unterscheidet sich die Sommerschicht durch einen weitaus größeren Kalkgehalt von der feineren Winterschicht.

So entstanden deutliche Bänder, welche wie die Zuwachsringe von Bäumen gezählt werden können. Eine klare Vorstellung von diesen Bändertönen gibt Abb. 19 nach einer Aufnahme von K. Troll. Es existiert aber keine Fundstelle, in welcher die Warwen eine übereinanderliegende vollständige Folge vom Abschmelzen des Eises bis zur Gegenwart bilden. Die Trübung lagerte sich nämlich vor allem in der Nähe des Eisrandes ab, die Sedimentation wurde mit zunehmendem Abstand immer schwächer und in einem Abstand von etwa 50 km unmerklich. Das ist auch der Grund dafür, daß die Warwen einer Fundstelle nach oben hin dünner werden; die Warwen sind also dachziegelartig über einandergelagert, jede höhere Warwe rückt mit ihrer dickeren inneren Grenze und ihrer allmählich unmerklich werdenden äußeren Grenze um so viel dem Eisrande nach, als dieser sich zurückzieht.

Der große Erfolg De Geers bestand darin, daß er diese Serien einzelner Aufschlußstellen längs der Ostküste Schwedens miteinander verknüpfen konnte. Er zeigte, daß die Warwendicke von Jahr zu Jahr im untersuchten Gebiet ziemlich einheitlich schwankt, jedenfalls in Abhängigkeit vom Witterungscharakter der zugehörigen Sommer; charakteristische Folgen dicker und dünner Warwen gestatten, bestimmte Jahrgänge an verschiedenen Fundstellen wiederzuerkennen und so die einzelnen Warwenserien zu einer Gesamtheit zu verknüpfen. So konnte schließlich der ganze Rückzug des Eises von Schonen bei Upsala bis zur Eisfreiheit der ganzen Ostküste Schwedens Jahr für Jahr festgelegt werden.

Den weiteren Rückzug des Eises von der Küste ins skandinavische Gebirge konnte ein Schüler De Geers, R. Lidén, im Tale des Angermanelfs verfolgen. Als Ende der Eiszeit wird, wie bereits erwähnt, die Teilung des restlichen Eisschildes in zwei Teile in Mittelschweden (630 n. Br.) angenommen. Diese Zweiteilung gab den Abfluß eines



Abb. 19. Bänderton aus der Ebene von Upsala, Aufnahme von K. Troll

mächtigen Eissees im Jämtland frei und bewirkte eine ungewöhnlich dicke und grobkörnige Warve, die sich von den darunterliegenden feineren Tonwaren scharf abhebt.

Für die weitere Jahreszählung der postglazialen Zeit konnten fluviatile Sedimente des im Jahre 1796 künstlich geleerten Ragundasees benutzt werden; leider gelang ein exakter Anschluß an die Gegenwart noch nicht, da die Sedimentation im Ragundasee noch vor 1796 zum Stillstand gekommen war. So mußte die letzte Zeit extrapoliert werden, und De Geer schätzt den Gesamtfehler auf ± 100 bis 200 Jahre.

Später hat De Geer, gestützt auf sein „geochronologisches Institut“ in Stockholm, versucht, diese schwedische Zeitskala auch auf Nordamerika, ja sogar auf das Himalayagebirge und auf Südamerika auszudehnen. Ausgangspunkt für diese Versuche bildet die — bestimmt irrige — Annahme, daß der Charakter der warmen Jahreszeit auch in sehr weit voneinander entfernten Gebieten parallel geht, selbst auf der Nord- und Südhalbkugel, obwohl hier die warmen Jahreszeiten alternieren; De Geer glaubt aber dennoch beim Vergleich solcher Warvenkurven nach dem Augenschein einen gewissen parallelen Gang der Warwendicke auch bei entlegenen Stationen herauslesen zu können und so diese Jahreswarven auf die schwedische Datierung beziehen zu können.

Gegen diese Versuche sind aber schwere Bedenken von verschiedenen Seiten erhoben worden, vor allem auch vom früheren Schüler De Geers, E. Antevs (3), der die diesbezüglichen Schlußfolgerungen ganz entschieden ablehnt. Auch E. Brückner und W. Köppen (4) haben sich dagegen ausgesprochen. Trotzdem hält, wie einer kürzlichen Veröffentlichung von E. Hult De Geer (5) zu entnehmen ist, diese Schule an der optimistischen Auffassung fest. Gar nicht passende Kurvenextreme werden als „regional“ oder „versteckt“ oder „invertiert“ oder „verspätet“ bezeichnet und so eine Übereinstimmung konstruiert, von welcher der objektive Leser nichts zu finden vermag. Bei einer so weit gehenden Toleranz kann man allerdings alles mögliche zum Einklang bringen, sogar — wie dies E. Hult De Geer tut, — Jahresringe von Bäumen in Nordamerika, von solchen in Abessinien und die Temperatur in Berlin.

In Nordamerika hat man, wie es scheint, die Möglichkeit gefunden, mit Hilfe von Warvenzählungen eine selbständige absolute Zeitskala aufzustellen. Nach einem Bericht von H. P. Gillette (6) wurde im Sakisee, Crinea, eine 20 m dicke Schicht Bändertons erbohrt, in welcher 250 Warven auf die Dicke von 1 Fuß kommen. Es handelt sich um eine noch heute tätige Sedimentation, welche schätzungsweise schon 15000 Jahre andauert; eine nähere Untersuchung steht noch aus.

Åser. Abgesehen von den Tonwarven finden sich in Ostschweden und in Finnland typische, hügelartig angeordnete Ablagerungen, die in Schweden Åser genannt werden und mit den flächenhaften Tonwarven in enger Beziehung stehen: Man erklärt sie als Ablagerungen, die vom Schmelzwasser in nächster Nähe des Eisrandes gebildet worden sind, dort wo die Gletscherbäche unter dem Eisrand ins freie Wasser mündeten; sie sind also subaquale Deltabildungen, bestehend aus Sand

und Gerölle, und zeigen in ihrem Aufbau eine eindeutige Abhängigkeit von der Jahreszeit. Jahr für Jahr reihte sich so an bestimmten Stellen parallel mit dem Rückzug des Eises Sandhaufen an Sandhaufen an.

Endmoränen. Große und ausgedehnte Moränenzüge gibt es in Fennoskandinavien nur zwei; die eine im südlichen Schweden und eine Doppelmoräne, die sich vom Oslofjord über ganz Mittelschweden hinzieht und besonders auffällig im südlichen Finnland weithin gegen Osten zu verfolgen ist; sie wird hier Salpausselkä (= Staurücken) genannt. Diese Moränen sind jedenfalls ein Zeichen für einen zeitweisen Vorstoß der Eisbedeckung oder wenigstens für einen längeren Stillstand des Rückzuges und gestatten eine Unterteilung des Eisrückzuges in mehrere Abschnitte: Der erste Zeitraum bis zur Bildung der baltischen Endmoräne wird als daniglaziale Unterepoche bezeichnet (Dania = Dänemark); sie endet nach De Geer ungefähr 16000 Jahre v. Chr. Es folgt als zweite Etappe des Rückzuges bis zu den fennoskandinavischen Moränen (Salpausselkä) die gotiglaziale Unterepoche (Gotia = Südschweden), die bis etwa 8400 v. Chr. reicht, und das letzte Stadium, die finiglaziale Unterepoche, die durch die Zweiteilung der restlichen Eisdecke im Jahre 6800 v. Chr. abgeschlossen wird. Der Rückzug während der gotiglazialen Epoche war in Finnland relativ langsam, etwa 60 m pro Jahr, im Finiglazial dagegen über viermal so groß, nämlich 260 m pro Jahr. In Abb. 20 ist die Lage des Eisrandes zu den angegebenen Zeiten eingezeichnet.

Wintermoränen. Außer diesen großen Moränen finden sich vielfach schwach entwickelte kurze Moränenzüge, die reihenweise, oft zu Dutzenden hintereinander angeordnet sind. Auch diese werden wie die Åser als Rückstände der Abschmelzung je eines Jahres gedeutet und „Wintermoränen“ genannt. Ihre Abstände, die mit denen der Åser übereinstimmen, gestatten, den Rückzug des Eises Jahr für Jahr zu verfolgen und durch „Isorezessen“ darzustellen, wie dies Sauramo für einen großen Teil Finnlands getan hat. Hier ist es möglich, die Eisgeschichte vom ersten Salpausselkä an durch 2200 Jahre hindurch bis auf wenige Jahre genau anzugeben; so dauerte die Bildung des ersten Salpausselkäs 228 Jahre, der Rückzug des Eises zum 20 km weiter nördlich gelegenen zweiten Moränenrücken 231 Jahre und die Bildung des zweiten Salpausselkäs 200 Jahre; insgesamt währte also die Aufschüttung dieser Doppelmoräne 660 Jahre. Ein Anschluß an die Gegenwart gelingt durch Gleichsetzung des Salpausselkäs mit der mittelschwedischen Moräne.

Sauramo gelangte zur Ansicht, daß aus der Struktur der Warven beurteilt werden kann, ob die Ablagerung derselben in Süßwasser oder in salzigem Meerwasser vor sich gegangen ist; denn bei Anwesenheit eines

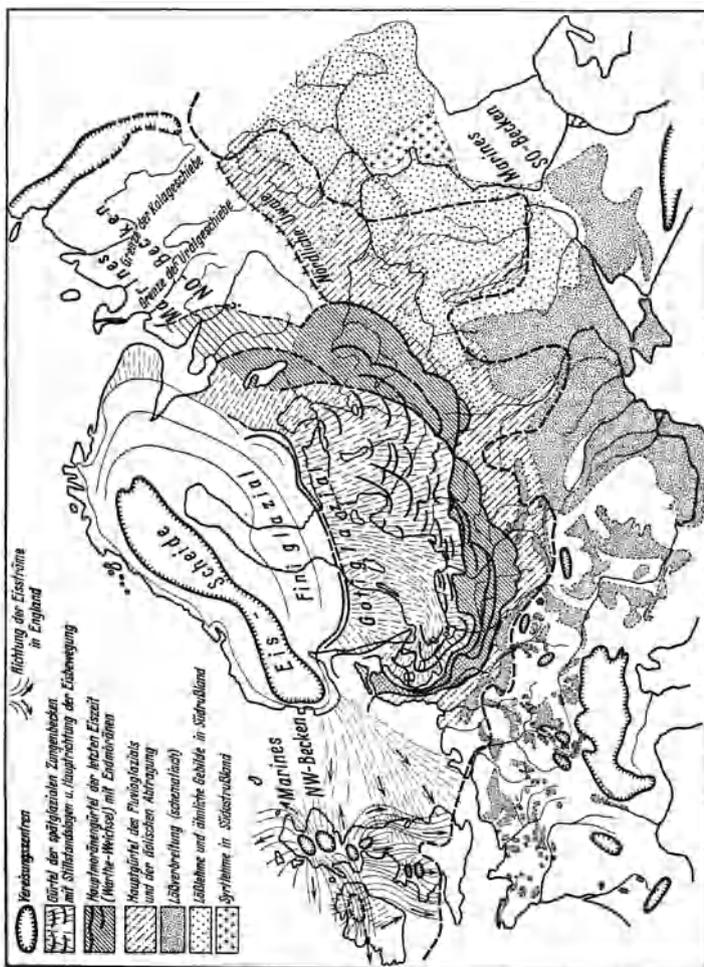


Abb. 20. Endmoränen in Skandinavien, die während des Rückzuges der letzten Eiszeit aufgeworfen wurden; aus Richter, Die Eiszeit in Norddeutschland, Borntraeger, Berlin 1937

Elektrolytes wird die Ausfällung der Feinbestandteile beschleunigt. So glaubt Sauramo, die früher allgemeine Ansicht, daß eine Zeitlang eine Verbindung der jetzigen Ostsee über Finnland nach dem Weißen Meer bestanden habe, widerlegt zu haben.

Von besonderem Interesse ist die Erklärung Sauramos für die Tatsache, daß der Rückzug des Eises im westlichen Finnland nach dem Salpausselkä außerordentlich rasch vor sich ging, während weiter im Osten, außerhalb des Bereiches der ehemals vergrößerten Ostsee die Rückzugsgeschwindigkeit normal blieb. Sauramo führt dies auf das Einfließen salzigen Meerwassers zurück; hierdurch wurde nämlich wegen der Gefrierpunktniedrigung der Schmelzprozeß beschleunigt. Früher hatte man geglaubt, zur Erklärung eine besondere Erhöhung der Sommer-temperatur in jener Zeit annehmen zu müssen. Allerdings muß ganz allgemein der Schmelzprozeß mit abnehmender Dicke des restlichen Eisschildes rascher werden; denn die abkühlende Wirkung der Eis-masse auf die umgebende Luft nimmt ab, und ferner auch der Böschungswinkel des Eisrandes, so daß schließlich, wenn größere Strecken nur mehr mit einer gleichmäßig dünnen Eisschicht bedeckt sind, diese in kurzer Zeit fast gleichzeitig verschwinden kann.

3. Landhebungen und -senkungen

Für die Entwicklung des Klimas nach dem Verschwinden der Eisbedeckung waren — insbesondere im Bereich der Ost- und Nordsee — Überflutungen einerseits, Hebungen des Landes andererseits von einiger Bedeutung. Als Ursache dieser gerade in der postglazialen Zeit recht beträchtlichen Verschiebungen der Küste kommen drei Vorgänge in Betracht:

a) Das von der schweren Eislast befreite Land hebt sich isostatisch; da das feste Gestein etwa dreimal dichter ist als Eis, beträgt die gesamte Hebung des Landes etwa den dritten Teil der ursprünglichen Eisdicke.

b) Einer Hebung im zentralen Teil des entlasteten Landes entspricht eine Senkung an der Peripherie, da die Erdkruste bei ihrer Hebung das Magma in der Tiefe von allen Seiten nachsaugt.

c) Infolge des Abschmelzens großer Eismengen muß das Niveau des Weltmeeres, das während der Eiszeit erheblich tiefer lag als gegenwärtig, wieder ansteigen. A. Penck schätzt z. B. die Hebung des Meeresspiegels als Folge eines vollständigen Abschmelzens der gegenwärtigen Eisdecke in der Antarktis und in Grönland auf 60 bis 70 m; nach isostatischem Ausgleich der Erdkruste blieben immer noch 40 bis 50 m.

Unter dem Einfluß dieser drei Ursachen werden im Bereich der Ostsee gewisse Gebiete zeitweise die Hebung des zentralen Teiles, zeitweise die Senkung des peripheren mitgemacht haben, und es wird verständlich,

daß hier mehrfache Hebungen und Senkungen relativ zum steigenden Meeresspiegel eingetreten sind, daß also Transgressionen und Regressionen sich mehrmals ablösen konnten.

Nachdem sich das Eis nach Norden bis an die Ostsee zurückgezogen hatte, bildete sich hier, wie bereits erwähnt, ein riesiger Süßwassersee, der baltische Eisse. Nach dem Rückzug über die Senke Mittelschwedens ermöglichte die Billinger Pforte eine so starke Senkung des Seespiegels (Billinger Ausbruch), daß relativ warmes Meerwasser in die Ostsee eindringen konnte; dies ist an der Entwicklung der marinen Yoldia-Fauna kenntlich, und von diesem Leitfossil wird der brackige See „Yoldiameer“ genannt. Während Sauramo (S. 112) eine Verbindung dieses Yoldiameeres mit dem Weißen Meer in Abrede stellt, scheint eine solche nach S. v. Bubnoff (7) zeitweilig doch bestanden zu haben.

Nach weiterer Hebung Skandinaviens infolge Entlastung durch Eisschmelze schloß sich wieder die Billinger Pforte und es entwickelte sich neuerlich ein kalter Süßwassersee (Ancylussee); das Maximum dieser Bildung fällt in die Zeit nach dem Salpausselkä, etwa auf 7300 v. Chr. (1100 Jahre nach dem Salpausselkä). Zu dieser Zeit waren Teile Südschwedens, die finnische Seenplatte und der Ladogasee mit der heutigen Ostsee vereint.

Erst nach dem Beginn der postglazialen Zeit, etwa 5000 v. Chr., stellte sich neuerlich eine Verbindung der Ostsee mit der Nordsee durch die Sunde her; warmes Meerwasser erfüllte die Ostsee, die damals noch etwas größere Ausmaße hatte als gegenwärtig. Dieser relativ warme, salzige Meeresteil wird Litorinasee genannt und charakterisiert die Zeit von rund 5000 bis 3000 oder 2000 Jahre v. Chr. Um 3000 v. Chr. begann sich das Land zwischen 50° und 60° n. Br. (England, Dänemark, Südschweden und die Nordküste Deutschlands) wieder zu heben; das Litorinameer wurde kleiner; darüber hinaus aber erhob sich auch ein großer Teil des Schelfes an der Nordwestküste Europas über den Meeresspiegel, so daß z. B. der Englische Kanal fast ganz geschlossen wurde. Diese Landhebung mußte natürlich ein mehr kontinentales Klima in Europa zur Folge haben.

4. Pollenanalyse

Die maßgebendsten Zeugnisse für eine Beurteilung des Klimas und dessen Änderungen in der postglazialen Zeit beruhen auf erhalten gebliebenen Pflanzenresten. Bereits 1824 stellte Ehrenheim (8) fest, daß im nördlichen Teil Norwegens Baumreste weit oberhalb der jetzigen Wald-

grenze zu finden sind, und schloß daraus, daß vor nicht allzulanger Zeit das Klima günstiger gewesen sein müsse als jetzt; auch in hoch gelegenen Torfmooren wurden gelegentlich Stämme und Wurzeln von Bäumen gefunden, die heute in dieser Höhe nicht mehr wachsen.

1842 konnte Japetus Steenstrup aus dänischen Mooren in großen Zügen die Vegetationsfolge seit dem Ende der Eiszeit nachweisen. Die erste genauere Darstellung der Vegetationsentwicklung in Skandinavien während der postglazialen Zeit gab nach N. Ekholm (9) im Jahre 1896 Gunnar Andersson: Nach dem Verschwinden der Eisdecke entwickelte sich zuerst eine arktische Flora mit Dryas, Zwergbirke und arktischer Weide; dann trat die Birke auf, später Nadelbäume und schließlich die Eiche; diese bildete in Süd- und Mittelschweden wie auch in Finnland ganze Wälder, und die Hasel verbreitete sich bis 63° n. Br. Nach diesem Klimaoptimum trat wieder eine entschiedene Klimaverschlechterung ein, welche das Vegetationsbild allmählich änderte.

Seit dem internationalen Botanikerkongreß in Wien 1905 und vor allem seit dem elften internationalen Geologenkongreß in Stockholm 1910 (10), nahm die Untersuchung des Postglazials unter Führung skandinavischer Forscher einen mächtigen Aufschwung. Eine genauere Untersuchung des erwähnten Klimaoptimums, wie überhaupt der Vegetationsfolge von der Eiszeit bis zur Gegenwart war aber erst möglich, als sich — erst vor 20 Jahren — ein neuer Wissenszweig entwickelte, die Pollenanalyse, die von schwedischen Gelehrten ausging. Die Blütenpollen vieler Pflanzen sind fast unzerstörbar, besonders wenn sie in Moore eingebettet sind. Die mikroskopische Untersuchung einer Moorprobe aus bestimmter Tiefe ermöglicht so ein Bild der vorherrschenden Pflanzen für die Zeit, in welcher sich das Moor bis zum betreffenden Niveau entwickelt hatte.

Bei dieser Methode waren einige Schwierigkeiten zu überwinden, die zum Teil auch heute noch nicht völlig beseitigt sind: Nach einer chemischen Behandlung, welche die Pollen bei der Vergrößerung deutlich hervortreten läßt, wird von der zu untersuchenden Moorprobe ein Abstrich gemacht und sodann die auf einer Flächeneinheit festzustellenden Pollen gezählt, und zwar getrennt nach den verschiedenen Pflanzenarten. Diese Pollenzahlen werden durch die Gesamtzahl der Baumpollen dividiert, die Häufigkeit der einzelnen Pollenarten wird also in Prozenten der Baumpollen ausgedrückt. Wird die Gesamtzahl der letzteren von der Zahl der Gräserpollen übertroffen, dann erhalten diese eine Prozentzahl > 100 ; dasselbe gilt auch für die Pollen der Hasel, die bei den Baumpollen nicht mitgezählt werden.

Aus der skizzierten Methode ergibt sich, daß es in erster Linie auf die relative Verteilung ankommt, während die mikroskopisch bestimmte absolute Anzahl einer Pollenart von verschiedenen Zufällen abhängt: Wird die chemisch präparierte Moorprobe nicht in gleicher Dicke auf den Objektträger aufgetragen, so variiert damit auch die Gesamtzahl der Pollen. Ferner hängt die in der Volumeneinheit gefundene Pollenanzahl von der Geschwindigkeit des Moorwachstums ab; je kleiner diese ist, desto mehr Pollen sammeln sich in der Volumeneinheit an. Aber auch die relative Verteilung der Pollenarten ist kein strenges Maß für die Häufigkeit der betreffenden Pflanzenarten, Bäume mit starker Pollenentwicklung (z. B. Kiefer) werden scheinbar ein Übergewicht über andere Bäume erhalten, welche nur spärlich Blütenpollen erzeugen.

Man nennt die Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Pollenarten ein Pollenspektrum; die Änderung dieses Spektrums mit der Tiefe der untersuchten Moorschicht gibt uns einwandfrei Aufschluß über die Zu- oder Abnahme der einzelnen Pflanzenarten, insbesondere der Baumarten. Bisher ist allerdings noch nicht die Frage untersucht worden, inwieweit die in einer Moorschicht vereinigten Pollen der verschiedenen Pflanzenarten ein repräsentatives Vegetationsbild auch der weiteren Umgebung darstellen. Die Pollen haben eine sehr geringe Fallgeschwindigkeit (einige cm/sec), die im Vergleich zur Vertikalkomponente einer turbulenten Luftbewegung gar nicht in Betracht kommt. Berechnungen, die mit Hilfe des Schmidtschen Austausches angestellt wurden, zeigen auch, daß die Pollen einen sehr großen Verbreitungsradius haben; hierbei wurde aber von der Voraussetzung ausgegangen, daß kein mechanisches Hindernis vorhanden ist; die Ergebnisse gelten etwa für einen frei in der Ebene stehenden Baum. Sobald aber einmal die Ufer eines Moores mit Bäumen und dichtem Unterholz bestanden waren, bildete dieser Waldsaum gewiß ein erhebliches Hindernis für die aus größerer Entfernung herangewehten Pollen. Es ist zu vermuten, daß die von außen in den Waldstreifen eingedrungenen Pollen hier wegen der geringen Luftbewegung zum großen Teil zum Boden sanken; dies gilt insbesondere für Graspollen, die nur ausnahmsweise über den Waldstreifen hinweg geweht werden konnten.

So scheint es, daß nur in der ersten Zeit, als sich erstmalig Bäume ansiedeln konnten, die Pollen dieser Bäume im Pollendiagramm sich auch dann bemerkbar machen konnten, wenn die betreffenden Bäume in größerer Entfernung vom Moor standen. Später aber mußten die in nächster Nähe am Ufer wachsenden Bäume immer mehr in den Vordergrund treten, je dichter hier die Bäume und Sträucher standen. Man

darf daher wohl annehmen, daß während der Waldphase die Pollendiagramme vor allem ein Bild von der Vegetation in der nächsten Nähe eines Moores widerspiegeln.

5. Vegetationsfolge.

Aus der großen Anzahl bisher bearbeiteter Moorprofile in Europa läßt sich bereits ein recht anschauliches Bild nicht nur über die grundsätzlichen Pflanzensukzessionen, sondern auch über die regionalen Unterschiede zwischen Ost und West, Nord und Süd entwickeln. Nach K. Rudolph (11) sei eine gekürzte Übersicht gegeben:

a) Dryas. Die untersten auf dem Moränenschutt der letzten Eiszeit aufliegenden Moorschichten enthalten eine Tundrenflora mit Zwergbirke, Polarweide, vor allem aber als Leitpflanze die Silberwurz (*Dryas octopetala* L.).

b) Birken-Kiefernzeit, in welcher einer birkenreicheren Phase eine verstärkte Ausbreitung der Kiefer folgte und der relative Anteil der Birke gegen Westen und Norden anstieg. In den Karpathen und den Ostalpen tritt bereits die Fichte in geringer Menge auf.

c) Haselzeit. Hasel im Westen und in gebirgigen Lagen des Ostens vorherrschend, Fichte vorerst noch immer auf Gebirgslagen der Alpen und Karpathen beschränkt, später auch nördlich dieser Gebirgsketten. Die Tanne beginnt sich in den westlichen Gebirgen auszubreiten; Rückgang der Birke und Kiefer.

d) Eichenmischwald (E.M.W.) beherrscht bzw. charakterisiert das Waldbild Mitteleuropas. Zuerst Ulme und Linde vorherrschend, später Eiche. Im späteren Fichten- und Tannengebiet beginnen diese Nadelbäume Konkurrenz zu machen, und schließlich wird die Tanne in Mittelgebirgslagen im Westen, die Fichte im Osten und in hohen Gebirgslagen auch im Westen vorherrschend. Im Laubwaldgebiet bleibt die Eiche vorherrschend, während die Hasel zum Unterholz herabsinkt.

e) Buchenzeit, Buche vorherrschend, auch im Nadelwaldgebiet, hier aber im Wettbewerb mit Nadelhölzern, insbesondere mit der Tanne.

f) Kulturzeit, weitgehende Entwaldung, Zurückdrängung der Laubwälder zugunsten der rascher wachsenden Nadelhölzer.

Als repräsentatives Beispiel eines Pollendiagramms sei aus der Arbeit von H. Gross (12) in Abb. 21 ein Durchschnittsdiagramm vom Federseeried wiedergegeben.

Die erste Vegetationsstufe, die baumlose Tundra, hat jedenfalls sehr lange andauert, nachdem der Boden bereits eisfrei geworden war. Als

Beweis für die lange Dauer der Dryas-Periode führt A. Penck die Auffüllung eines Seebeckens am Nordrand der Alpen mit Geröll an. Die Schichtdicke dieser Ablagerungen beträgt nicht weniger als 150 m und kann bestimmt erst nach dem letzten Eisrückzug begonnen haben. Erst oberhalb dieser mächtigen Schotterschicht setzte Moorbildung ein, und zwar mit einer vollständigen Schichtenfolge, so wie sie auch in nicht-

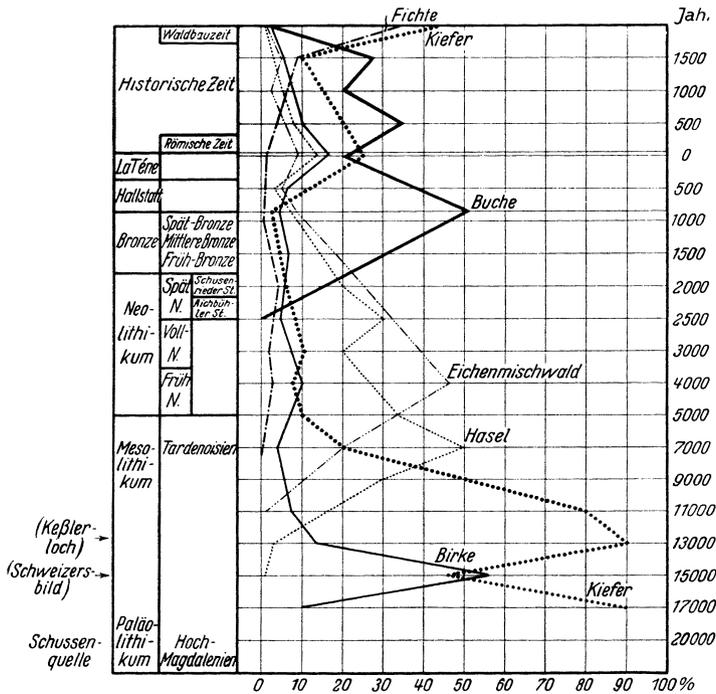


Abb. 21. Durchschnittliches Pollendiagramm vom Federsee (nach H. Gross)

verglletscherten Gebieten gefunden wird. Daraus ist zu schließen, daß die lange Zeit zwischen dem Verschwinden der Eisdecke und dem Beginn einer Moorbildung ein Klima hatte, welches für die Entwicklung von Mooren nicht geeignet war.

Zur Bildung derselben ist vor allem reichliche Feuchtigkeit notwendig, damit die Oberfläche nicht austrocknet; aber ein übergroßer Niederschlag zerstört wieder die Moore, da die Moorpflanzen nur im stagnierenden Wasser gedeihen und im Frischwasser zugrunde gehen. Weiter ist auch die Temperatur von Bedeutung: Bei allzu niedriger

Temperatur (nach H. Gross unter -9°C Jännertemperatur) hört die Moorbildung auf, wie z. B. gegenwärtig in Spitzbergen die vor einigen Jahrtausenden entstandenen Torfmoore nicht mehr weiterwachsen. Auch bei Julitemperaturen über etwa 20°C hört nach Gross die Moorbildung auf.

Man muß annehmen, daß die Waldphase in Mitteleuropa erst nach dem Salpausselkä, gewiß nicht früher als 10000 Jahre vor der Jetztzeit begonnen hat. Für diese Zeit ist der Werdegang des Klimas pollenanalytisch belegt; für die sehr lange Zeit vorher nach dem Höhepunkt der letzten Vereisung läßt sich nur sagen, daß der Rückzug nicht gleichmäßig vor sich gegangen ist, sondern unterbrochen war von wiederholten Stillständen oder Vorstößen.

Jedenfalls hat aber die Waldphase bereits vor der Teilung des skandinavischen Eisschildes in zwei Teile (6800 v. Chr.) begonnen, so daß es für die Besprechung der Vegetationsfolgen notwendig ist, auch die Zeit vor dem formalen Beginn des Postglazials zu berücksichtigen.

Es wäre nun falsch, aus der jeweiligen Verbreitung verschiedener Baumarten auf das gleichzeitig herrschende Klima schließen zu wollen, denn die Verbreitung der Pflanzen über einen großen Teil Europas muß natürlich den äußeren Bedingungen nachhinken. Rudolph (11) schätzt, daß sich z. B. die Fichte selbst bei extremen Annahmen (Radius des Streukreises für den vom Winde verwehten Samen = 2 km, Mannbarkeit der Fichte = 25 Jahre) pro 1000 Jahre nur um 80 km ausbreiten könne; die Verbreitung dieser Bäume von den Ostkarpathen bis zu den Westalpen würde so über 19000 Jahre benötigt haben.

Der Vergleich der Moorprofile aus verschiedenen Gebieten zeigt aber, daß ein Wandern der einzelnen Baumarten aus wärmeren in kältere Gebiete kaum festzustellen ist, vielmehr tritt die Änderung des Vegetationsbildes fast gleichzeitig, jedenfalls innerhalb eines Jahrtausends ein. Die Verbreitung der Bäume konnte also nicht mit der oben berechneten Wanderungsgeschwindigkeit aus den Refugien dieser Gehölze während der Eiszeit erfolgt sein. Rudolph ist vielmehr der Ansicht, „daß die Einwanderung unserer wärmeliebenden Gehölze in Mitteleuropa schon in der präborealen Phase, wenigstens gegen ihr Ende hin, erfolgt sein müsse, ja daß sie in dieser Phase schon eine recht weite, wenn auch noch sehr zerstreute Verbreitung in geringer Abundanz besaßen.“

Begründet wird diese Auffassung vor allem damit, daß in den meisten Moorprofilen bereits in der Birken- und Kieferphase auch Pollen von wärmeliebenden Bäumen vereinzelt, aber doch regelmäßig zu finden

sind. Die Verbreitung muß nach Rudolph so vor sich gegangen sein, daß in besonders geschützten Lagen wärmeliebende Bäume als Relikte einer wärmeren Zeit auch eine Klimaverschlechterung während eines Eisvorstoßes überdauern konnten, so daß nach Eintreten eines entsprechenden Klimas eine allgemeine Verbreitung von vielen Einzelzentren aus erfolgen konnte.

Möglicherweise darf man aber für die Ausbreitung überhaupt nicht den normalen, in die Rechnung eingeführten Streuungskreis des Baumsamens rings um den Baum in Rechnung stellen; denn bei gelegentlichen, besonders kräftigen Stürmen können einige wenige Samenkörner in einem Zuge viele Kilometer weit vertragen werden, z. B. durch Tromben. Diese dürften in jener Zeit des starken Temperaturoegensatzes zwischen der restlichen Eisdecke im Norden und den im Sommer sehr warmen südlichen Gebieten viel häufiger gewesen sein als heute. Man müßte hierbei annehmen, daß ein solcher Wirbelwind vereinzelt Samenkörner bis zu 100 km weit vertragen könne, damit die gesamte Verteilung in Europa innerhalb eines Jahrtausends abgeschlossen war; ob eine derartige Erklärung auch auf sehr schwere Früchte wie die der Eiche und Hasel anwendbar ist, vermag ich nicht zu sagen, immerhin scheint diese Möglichkeit nicht ausgeschlossen zu sein.

Wie immer auch diese Dinge lagen, so ist auf jeden Fall klar, daß die höchste Entwicklung jeder Baumart dem für diese günstigen Klima erheblich nachhinken mußte; denn das Maximum der Häufigkeit eines Baumes besagt, daß er nunmehr dem Konkurrenzkampf gegen andere Baumarten nicht mehr gewachsen ist. So stellt Rudolph nicht das Maximum, sondern den ersten deutlichen Anstieg der betreffenden Pollenart, „die rationelle Pollengrenze“ mit dem für die betreffende Baumart optimalen Klima in eine Parallele.

Auch aus Nordamerika liegen bereits einige vorläufige Ergebnisse auf Grund von Pollendiagrammen vor; allerdings ist es hier von vornherein viel schwieriger und mühseliger, ein einheitliches Bild zu entwickeln: Das in Frage kommende Gebiet ist weitaus ausgedehnter, und dem großen Klimagegensatz zwischen Nord und Süd entspricht auch eine größere Mannigfaltigkeit der Vegetation. Zum Teil sind es andere Bäume mit anderen Klimaansprüchen als in Europa, die als Leitpflanzen benutzt werden müssen; dadurch ist auch der Vergleich mit den Klimaschwankungen in Europa erschwert.

Soviel aber ergibt sich schon jetzt mit Sicherheit, daß auch in Amerika eine allmähliche Besserung des Klimas nach dem Verschwinden des Eises festzustellen ist, während die nachfolgende Verschlechterung des-

selben zumindest nicht so deutlich zum Ausdruck kommt wie in Europa. Wie P. B. Sears (13) in einem zusammenfassenden Bericht näher ausführt, „fanden sich im ganzen Gebiet Südostkanada westwärts über die Seedistrikte am Grunde der pollenführenden Schicht durchweg Fichte und Tanne vorherrschend“. Dann folgen Kiefern, die vielfach Fichte und Tanne vollständig verdrängten, schließlich Eiche und andere Harthölzer (insbesondere Hickory), zum Teil auch Grasland. Ein neuerliches Zurückdrängen der Laubwälder zugunsten von Nadelwäldern ist nur schwach ausgeprägt. Nach Ansicht von Sears entspricht diese Pflanzensukzession einer zunehmenden Erwärmung, welche ihren Höhepunkt in der Hickory- bzw. Graslandphase erreichte.

Im selben Sinne äußerte sich auch G. D. Fuller (14) für den Bereich des Michigansees: Der durch Pollen belegte Zeitabschnitt des Postglazials läßt sich einwandfrei in drei Perioden teilen:

- a) Eine gut ausgeprägte Periode zunehmender Temperatur.
- b) Eine lange Periode maximaler Wärme.
- c) Eine schwach angedeutete Periode abnehmender Wärme.

„Der Laubmischwald beginnt bereits vor dem Ende des ersten Viertels der postglazialen Zeit (richtiger der Waldphase) und besteht aus Eiche, Hickory, Ahorn und Ulme. Dieser Laubwald scheint verhältnismäßig ungeändert durch die späteren drei Viertel der postglazialen Zeit angehalten zu haben.“

Es fehlt in Amerika nicht an Stimmen, die überhaupt die Beweiskraft von Pollendiagrammen für den Nachweis von Klimaschwankungen ablehnen. Nachdem L. R. Wilson (15) wiederholt auffällig verschiedene Pollendiagramme aus nicht allzu weit entfernten Gebieten nachweisen konnte, neigt er zur Ansicht, daß es sich hauptsächlich um eine natürliche Entwicklung einer Vegetationsfolge auf ursprünglichem Ödland handelt, und daß die aufgezeigten Unterschiede der Pollendiagramme nicht durch Klimaunterschiede zu erklären sind, sondern durch verschiedene Stadien der natürlichen Pflanzenfolge, bedingt durch irgendwelche örtlichen Einflüsse.

Wenn sich die Ansicht Wilsons bestätigen sollte, dann wäre mit einer ganz beträchtlichen Verzögerung des Pflanzenbildes gegenüber der Klimaentwicklung zu rechnen. Es könnte dann sein, daß z. B. bereits zu Beginn der Waldphase das Klima für Eichenmischwald günstig war, daß sich aber ein solcher Wald — teils wegen der verschiedenen Wanderungsgeschwindigkeit des Samens, teils aus biologischen Gründen — nur ganz allmählich über mehrere Zwischenstufen entwickelte.

Beim Vergleich mit europäischen Verhältnissen fällt vor allem auf, daß in Amerika die Kiefer den Fichten und Tannen nachfolgt, während in Europa die Kiefer als erste Baumart gemeinsam mit der Birke auftritt. Auch kann kein Zweifel darüber herrschen, daß die Klimaverschlechterung, die in Europa mit aller Deutlichkeit aus dem Vegetationsbild herauszulesen ist, in Amerika nur schwach angedeutet ist.

6. Der Grenzhorizont.

Bevor aus der skizzierten Vegetationsfolge Schlüsse auf entsprechende Klimaänderungen gezogen werden, muß noch eine Erscheinung der Pflanzenentwicklung besprochen werden, welche für lange Zeit einen lebhaften Meinungsstreit hervorgerufen hat und auch heute noch nicht völlig geklärt ist. Bereits lange vor der Entwicklung der Pollenanalyse wurden Moore makroskopisch untersucht; diese Methode ist natürlich nicht so exakt und gestattet nur in groben Zügen aus zufällig erhalten gebliebenen Pflanzenresten (Blätter, Früchte, Zweige u. dgl.) einen Schluß auf die vorherrschenden Pflanzenarten zu ziehen; sie kann auch nur die in unmittelbarer Nähe des Moores gewachsenen Pflanzen berücksichtigen, während man annimmt, daß die Pollen einen brauchbaren Durchschnitt für einen größeren Bereich geben.

Trotz dieser Mängel stimmen beide Methoden hinsichtlich der Feststellung der bereits besprochenen Pflanzenfolgen überein; außerdem ist aber in vielen Torfmooren eine scharfe Grenze zwischen einer unteren Schicht und einer oberen zu erkennen, der „Grenztorf“, der eine untere dunkler gefärbte Torfschicht von einer oberen helleren trennt. Der obere, jüngere Sphagnumtorf ist nach Gross (12) „wenige Dezimeter bis 9,8 m mächtig, leicht, hellbraun, sehr schwach zersetzt [H^1] = 1 bis höchstens 5], läßt also schon makroskopisch deutlich Sphagnumblätter und -stengel erkennen“. „Der untere Sphagnumtorf (0,3 bis 3 m, in England bis 5 m mächtig) ist speckig, schwerer, dunkler braun, wird an der Luft schwarzbraun, und ist mit Ausnahme der untersten Schichten meist so stark zersetzt (H mindestens 8 bis 10), daß makroskopisch keine Reste von Sphagnumblättern erkennbar sind, sondern nur die besser erhaltenen Stämmchen und Äste beweisen, daß er wirklich von Sphagnen gebildet worden ist.“ „Der 0,1 bis 0,6 m mächtige Grenztorf wird hauptsächlich von großen Mengen *Eriophorum vaginatum*,

¹⁾ $H = 1$: völlig unhumifiziert; $H = 10$: völlig humifiziert, so gut wie strukturlos.

Heidestrauchresten und gelegentlich auch Birken- und Kiefernresten gebildet, und ist besonders an trockenen Torfwänden deutlich erkennbar.“

Die Entwicklung der unteren Schichten einschließlich des Grenztorfs wäre ohne weiteres auch ohne Änderung der äußeren Verhältnisse verständlich: Ein Wasserstümpel wird mit Organismen bediedelt, es bildet sich Schlamm, dessen abgestorbene Ablagerungen zu Boden sinken. Hat sich die freie Wassertiefe genügend verringert, so siedeln sich Seichtwasserpflanzen an, deren abgestorbene Reste ein Moor bilden, das schließlich bis zur Wasseroberfläche anwächst. Es folgen wasserliebende Erlen, welche die Entwicklung eines Waldtorfs einleiten, der so lange wächst, wie die Erlenwurzeln das freie Grundwasser erreichen; dann machen die Erlen anderen Bäumen, wie Birken oder Fichten, Platz.

Für Torfmoore mit Grenzhorizont wird auch heute noch von vielen Pflanzengeographen angenommen, daß ihre Oberfläche austrocknete, daß sich Heidekraut, deren Reste zumeist im Grenztorf gefunden werden, ansiedelte, und daß später neuerlich stärkerer Niederschlag einsetzte, der eine zweite Entwicklung von Moortorf ermöglichte. Das Vorkommen eines Grenzhorizonts ist auf folgende Gebiete beschränkt: Holland, Deutschland, das südliche Skandinavien, die baltischen Länder, schließlich Böhmen und Steiermark; in England, Frankreich und Belgien sind nur Spuren eines solchen festzustellen, häufig fehlt er ganz. In Nordamerika konnte meines Wissens ein solcher Grenzhorizont nirgends festgestellt werden. C. A. Weber (16) schätzt, daß die Ablagerung des Grenztorfes etwa in der Zeit 2000 bis 1000 v. Chr. stattgefunden hat.

Man kann diese Zeit wohl mit Bestimmtheit als Trockenperiode bezeichnen; auch andere Feststellungen sprechen für diese Ansicht: z. B. fand H. Gams (17), daß in Höhen über 1000 m, wo in feuchten Perioden die Moorbildung infolge überreichlicher Niederschläge gehemmt ist, gerade auf diese Zeit die Hauptentwicklung der Torfmoore fiel.

Vor allem die Existenz dieses Grenzhorizonts veranlaßte den norwegischen Botaniker A. Blytt 1876 zur Aufstellung einer Theorie, nach welcher die Entwicklung der nacheiszeitlichen Vegetation wesentlich durch abwechselnd feuchte und trockene Perioden beeinflußt wurde; diese später von R. Sernander ausgebaute Hypothese, die allgemein unter dem Namen „Blytt-Sernandersche Klimawechsel-Lehre“ bekannt ist, führt zu einer auch heute noch gebräuchlichen Einteilung der postglazialen Zeit nach klimatischen Gesichtspunkten. Gegen diese Einteilung, insbesondere gegen die Annahme eines trockenen Subboreals wurden aber, insbesondere seit der Entwicklung der Pollenanalyse, schwere Einwände erhoben. Auffallenderweise spiegelt sich nämlich eine

solche angebliche Trockenheit in keiner Weise in der durch Pollen belegten Pflanzensukzession wider. Letztere läuft völlig ungestört ab, ohne daß sich die Zeit der Grenztorfbildung durch ein Zurücktreten von feuchtigkeitsliebenden Pflanzen bemerkbar machen würde.

Eine befriedigende Erklärung dieser auffälligen Diskrepanz ist bisher nicht gelungen. In der letzten Zeit hat insbesondere Gross (12) auf Grund des gesamten Tatsachenmaterials betont, daß es unmöglich sei, „mit Hilfe der Pollendiagramme eine säkulare kontinentale Trockenperiode in der jüngsten Steinzeit und in der Bronzezeit (subboreale Periode) nachzuweisen.“

Die von verschiedenen Seiten gegebenen Erklärungsversuche können nicht befriedigen. Wenn z. B. gesagt wird, daß das Subboreal zwar nicht im ganzen trocken gewesen sei, daß aber der Niederschlag sehr stark geschwankt habe und häufig Dürren aufgetreten seien, so ist das nur ein anderer Ausdruck für eine relative Trockenzeit; auch die Annahme, daß damals nicht der Niederschlag geringer gewesen sei, wohl aber die Verdunstung übernormal, führt zur Feststellung einer relativen Trockenzeit.

Nach Gross handelte es sich nicht um eine einheitliche Trockenperiode, sondern um kurze, örtlich begrenzte und nicht gleichzeitig eingetretene Dürren, wie sie jedenfalls auch früher und nachher gelegentlich vorkamen. Die nachfolgende kräftigere Entwicklung der Moore soll nach ihm nicht durch eine neuerliche Verstärkung der Niederschläge hervorgerufen sein, sondern durch eine geringere Verdunstung, bedingt durch ein Absinken der Lufttemperatur.

Alle diese Erklärungsversuche kommen um die Tatsache nicht herum, daß zur Zeit der Grenztorfbildung in einem großen Gebiet Mittel- und Nordeuropas der Unterschied Niederschlag — Verdunstung kleiner gewesen sein müsse als vorher und nachher. C. E. P. Brooks (18) äußerte die Ansicht, daß die Landhebung, welche die Litorinazeit abschloß, die Ursache einer warmen und trockenen Periode war, welche zur Bildung dieses Grenztorfes Anlaß gab. So wäre es verständlich, daß der Grenztorf keine universelle Erscheinung darstellt, sondern regional begrenzt ist. Es handelte sich eben nicht um eine von außen (Sonne) erzwungene allgemeine Klimaschwankung, sondern lediglich um eine örtlich begrenzte Erscheinung, die sich insbesondere in jenen Gebieten auswirken mußte, die früher infolge der Nähe des Meeres ein ozeanisches Klima hatten.

Da aber diese Trockenzeit in den Pollendiagrammen nicht aufscheint, wäre zu erwägen, ob überhaupt die in Mooren konservierten Pollen einen verlässlichen Durchschnitt der herrschenden Vegetation zu liefern imstande sind, insbesondere was den Einfluß einer geänderten

Feuchtigkeit betrifft. Wie auf S. 116 näher ausgeführt wurde, scheint es wahrscheinlich, daß die Pollendiagramme im wesentlichen die Vegetation an der Umrandung eines Moores widerspiegeln, also in einem schmalen Streifen, der von vornherein übernormale Bodenfeuchtigkeit aufweist. Für diese Ansicht spricht auch die Tatsache, daß die makroskopischen Torfuntersuchungen und die Pollenanalysen kein merklich verschiedenes Vegetationsbild liefern, obwohl man doch annehmen muß, daß die Vegetation in weiterer Entfernung auf trockeneren Böden von der an den Moorufeln erheblich abwich.

Nach F. P. Keen (vgl. S. 97) zeigen Bäume, die in der Nähe von Wasseransammlungen wachsen, so gut wie keinen Einfluß von Niederschlagschwankungen auf die Dicke der Zuwachsringe. So ist zu erwarten, daß auch in länger andauernden Trockenzeiten, in welchen schließlich die Oberfläche eines Moores abtrocknet, die Bodenfeuchtigkeit noch immer genügen kann, um auch feuchtigkeitsliebende Bäume in nächster Nähe des Moores am Leben zu erhalten. Es scheint daher wahrscheinlich zu sein, daß sich zwar säkulare Temperaturschwankungen in den Pollendiagrammen klar widerspiegeln, daß aber in Trockenzeiten die Mooregebiete Refugien bilden, in welchen sich der normale Pflanzenwuchs wenigstens in Form von Oasen noch lange halten kann. Hierzu ist nur nötig, daß im Bereich eines Moores der Boden in einiger Tiefe genügend feucht bleiben kann, auch wenn die Oberfläche des Moores austrocknet. Pflanzengeographen mögen entscheiden, ob diese Ansicht in der Sache ist, den auffallenden Widerspruch zwischen makroskopischen Befunden und den Ergebnissen der Pollenanalyse auch im einzelnen zu beseitigen.

7. Die postglaziale Klimaschwankung

Die Entwicklung der Floren nach dem Abschluß der Eiszeit entspricht nach W. Köppen (19) „vollständig der Stufenfolge, die man heute auf einer Reise von der Murmanküste des Eismeerer über Finnland und Estland durchleben kann, nämlich den Übergang vom Tundren- zum Birken-, Eichen- und Buchenklima, nach Köppens Klassifikation“.

Nach Köppen entspricht dem Auftreten der Birke ein Temperaturmittel des wärmsten Monats von mehr als 10°C ; das der Eiche bedeutet, daß die Dauer der Temperatur über 10°C auf mehr als 4 Monate steigt; das der Buche, daß die Temperatur des Jänners (im vieljährigen Mittel) von nun an nicht unter etwa $-3\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ liegt, wobei die Sommerwärme abgenommen haben kann. Es ist allerdings zu bedenken, daß diese Zahlenwerte aus der jetzigen — stationären — Verteilung der Baum-

arten erschlossen sind, während es sich nach Abschluß der Eiszeit um eine zeitliche Entwicklung der Vegetation handelte, welche der Klimaänderung nachhinkte. Das Verhalten der Kiefer und Fichte ist nach Köppen innerhalb der Baumgrenze nicht durch die Temperaturverhältnisse bedingt. Köppen nimmt (für Schweden) die einfache Einteilung in Klimaperioden an, wie sie Kupffer (20) aufgestellt hat:

a) Die kalte Periode, deren Klima und Flora denen der gegenwärtigen Eismeerküste ähnelten.

b) Die kühle Periode, während der hier wohl das Klima und zum Teil auch die Flora des nördlichen russisch-sibirischen Waldgürtels geherrscht haben dürfte.

c) Die trockene (und nach Köppen sommerheiße) Periode, die hierzulande (in den russischen Ostseeprovinzen) zwar keinen Steppencharakter getragen hat, aber in bezug auf Klima und Flora dem heutigen mittleren Rußland ähnlich gewesen sein mag.

d) Die feuchtwarme Periode, die ein an die westeuropäischen Küsten erinnerndes Klima und eine dementsprechende Vegetation mit sich gebracht hat.

e) Die geschichtliche Periode, die uns aus der Gegenwart wohl bekannt ist.

Die Einteilung Kupffers drückt einerseits eine allmähliche Erwärmung, andererseits eine Verringerung der Kontinentalität aus; der Eichenmischwald (Klimaoptimum) wäre in das Stadium c) einzuordnen, in die Zeit, in welcher das Klima zwar noch kontinental war, die Jahrestemperatur aber bereits entsprechend zugenommen hatte. Die Buchenzeit würde der feuchtwarmen Periode d) entsprechen, in welcher vor allem verstärkte Westwinde eine Milderung der Jahresschwankung der Temperatur mit sich brachten.

Die Existenz eines Grenztorfes ist in der Einteilung von Kupffer nicht berücksichtigt. Dagegen legten Blytt und Sernander — wie bereits erwähnt — bei ihrer Einteilung besonderen Wert auf säkulare Schwankungen der Feuchtigkeitsverhältnisse; C. E. P. Brooks (21) definiert diese Klimaperioden folgendermaßen:

a) Präboreal, sehr kalte Winter, kühle Sommer, trocken (zuerst arktische Zeit bis 8400 v. Chr., dann subarktische Zeit bis etwa 7800 v. Chr.

b) Boreal, kalte Winter, heiße Sommer, trocken, besonders im Sommer (bis etwa 5500 v. Chr.).

c) Atlantik, milde Winter mit Regen, Sommer heiß und ziemlich feucht, aber mit häufigen Sommerdürren (bis 2500 v. Chr.).

d) Subboreal, Winter ziemlich mild, Sommer heiß, Regenfall zweifelhaft, wahrscheinlich schwankend (bis 500 v. Chr.).

e) Subatlantik, Winter gemäßigt, Sommer kühl, feucht (bis 1000 n. Chr.).

f) Gegenwart, wahrscheinlich eine Tendenz in der Richtung größerer Trockenheit, vielleicht auch niedrigerer Temperaturen.

Das Subboreal ist die noch heute zur Diskussion stehende Zeit der Bildung des Grenztorfes. Die angenäherten Jahreszahlen sind nach der Tabelle von Gross (l. c., S. 94, 95) beigesetzt.

Einhelligkeit herrscht darüber, daß sowohl die Haselzeit, als auch die Periode des Eichenmischwaldes ein günstigeres Klima als das gegenwärtige voraussetzt. Gross verlegt das Klimaoptimum (postglaziales Wärmemaximum) etwa auf das Jahr 6000 v. Chr., also knapp nach dem formalen Beginn der postglazialen Zeit, während für ihn der Grenzhorizont lediglich die Phase angibt, in welcher die Klimaverschlechterung vollendet ist.

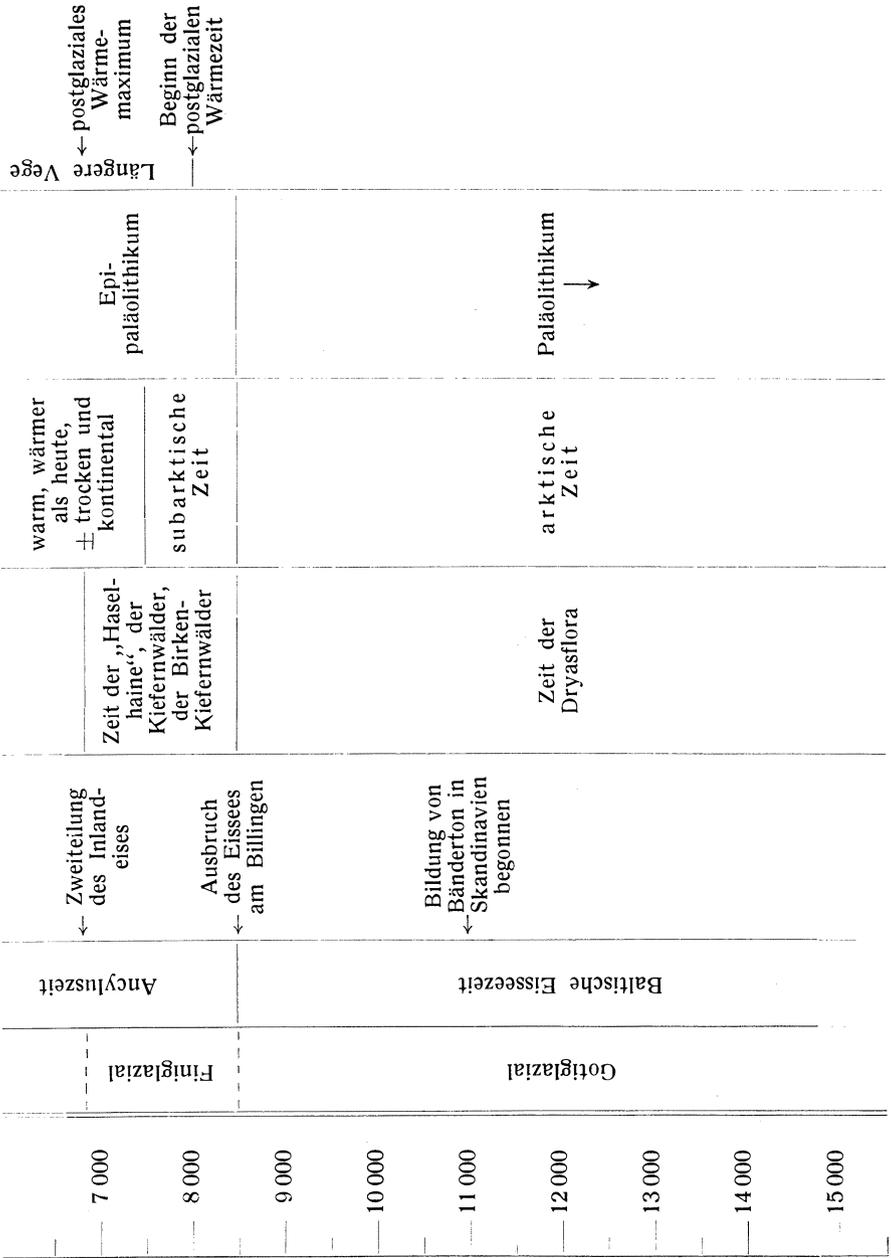
Dieses Klimaoptimum besagt aber nicht ein Maximum der Jahrestemperatur, sondern bezieht sich lediglich auf die Vegetationszeit. Für die Wintertemperaturen ergibt nur das Auftreten der Buche eine untere Grenze, während im übrigen der Wintercharakter lediglich nach Anzeichen geschätzt werden kann, die auf ein mehr kontinentales oder mehr ozeanisches Klima hinweisen.

Die Existenz des Klimaoptimums läßt sich mit aller Sicherheit auch aus anderen Erscheinungen nachweisen. Die Hasel und überhaupt die Waldgrenze reichte vor einigen Jahrtausenden weiter nach Norden als gegenwärtig, in Gebirgsgegenden in eine um 300 m größere Seehöhe als jetzt. Die auffallend reiche Flora in Spitzbergen wird von G. Anderson als Relikt dieses Klimaoptimums aufgefaßt, denn gegenwärtig setzt etwa ein Drittel der Gefäßpflanzen dieser Inselgruppe keine Früchte mehr an. Weiter gibt es in Spitzbergen tote Torfmoore von einigen Metern Mächtigkeit, die aus jener Zeit stammen. Auch Wasserpflanzen (*Trapa natans* = Wassernuß) und verschiedene Wassertiere hatten vor einigen Jahrtausenden eine weitere Verbreitung polwärts als gegenwärtig.

Auch in Mitteleuropa gibt es viele Steppenpflanzen, die ihre Hauptverbreitung im südrussisch-sibirischen Steppengebiet und in den unteren Donauländern haben, die — meist vergesellschaftet mit Pflanzen ähnlichen Charakters — auf isolierte, besonders warme und niederschlagsarme Gebiete begrenzt sind. Diese werden ganz allgemein als Relikte einer ehemals wärmeren und trockeneren Zeit aufgefaßt, einer Zeit, in welcher diese Steppenpflanzen zum allgemeinen Vegetationsbild Mitteleuropas gehörten.

Tabelle 25. Entwicklungsstadien im Ostseegebiet seit der letzten Eiszeit nach H. Gross

| Zeitskala, Jahre | Eisrückzug | Ostseestädten | Wichtige Ereignisse | Vegetationsperioden in Südschweden | Perioden und Klima nach Bytt-Sernander | Kulturperioden | Klima |
|------------------|-------------|----------------|---|------------------------------------|---|--|-------------------------|
| 2 000 | Postglazial | Heutige Ostsee | | Zeit der Buchen- und Fichtenwälder | Neuzeit: wärmer und trocken | Geschichtliche Zeit (ältere) Eisenzeit | Klimaumschlag vollendet |
| 1 000 | | | | | subatlantische Zeit: kühl und sehr feucht, postglaziale Klimaverschlechterung | | |
| Chr. Geb. | | | | | | | |
| 1 000 | | | | | subboreale Zeit: im ganzen trocken, warm, kontinental | Bronzezeit | Klimaver-schlechterung |
| 2 000 | | | Verengung der dänischen Sunde durch relative Landhebung | | | | |
| 3 000 | | | Öffnung des englischen Kanals | Zeit des Eichenmischwaldes | atlantische Zeit: warm (wärmer als heute) und feucht (ozeanisch) | Neolithikum | tationszeit als heute |
| 4 000 | | | | | | | |
| 5 000 | | | | | | | |
| 6 000 | | Litorinazeit | | | boreale Zeit: | Mesolithikum | |



C. E. P. Brooks (22) äußerte 1922 die Ansicht, daß ein Klimaoptimum während der postglazialen Zeit auch in Island, Grönland, Kanada, Südamerika, Südafrika, Australien und in der Subantarktis nachgewiesen wurde. Die neuesten pollenanalytischen Untersuchungen in Nordamerika, wo nur unbedeutende Spuren eines solchen Klimaoptimums festgestellt werden konnten, sprechen allerdings sehr gegen ein weltweites Auftreten eines solchen Klimaoptimums.

Solange nicht auch von der Südhalbkugel gleichwertige Pollenuntersuchungen vorliegen, wird man das europäische Klimaoptimum wohl eher als eine regionale Erscheinung auffassen müssen; vielleicht darf man sagen, daß in Europa die Verschlechterung des Klimas etwa nach 6000 v. Chr. durch die Verstärkung der maritimen Westwinde nach dem vollständigen Verschwinden der skandinavischen Eiskappe bedingt war, während in Nordamerika die Ost- und Mittelstaaten, aus welchen die bisherigen Pollenuntersuchungen stammen, auch heute noch ein mehr kontinentales Klima aufweisen.

In Tabelle 25 ist noch nach der zitierten Arbeit von H. Gross eine stark gekürzte Übersicht über die Änderung des Klimas und der Vegetation, über die Stadien des Eisrückzuges sowie der Landhebungen und -senkungen, über die gleichzeitigen Kulturperioden und schließlich über die Klimaperioden nach Blytt-Sernander gegeben.

Literatur

- 1) G. De Geer, Schwankungen der Sonnenstrahlung seit 18000 Jahren. Geol. Rundsch. **18**, 417, 1927.
- 2) K. Troll, Ergebnisse und Ausblicke der geochronologischen Eiszeitforschung. Die Naturwissensch. **13**, 909, 1925.
- 3) E. Antevs, Telecorrelation of varve curves. Geologiska Föreningen Stockholm, Förhandlingar **1935**, S. 47.
- 4) W. Köppen, Zum Aufsatz von Prof. G. De Geer, Schwankungen der Sonnenstrahlung seit 18000 Jahren. Geol. Rundsch. **19**, 313, 1928.
- 5) E. Hult De Geer, Jahresringe und Jahrestemperatur, eine Warwenstudie. Geogr. Ann. **18**, 277, 1936.
- 6) H. P. Gillette, On the length of a „Geological Period“. Bull. Amer. Met. Soc. **19/5**, 164, 1938.
- 7) S. v. Bubnoff, Geologie von Europa: Das Quartär Nord- und Mitteleuropas, S. 1457. Borntraeger, 1936.
- 8) Ehrenheim, On Climates Rörlighed. K. Vet. Akad. Stockholm 1824.
- 9) N. Ekholm, On the variation of the climate of the geological and historical past and their causes. Quart. Journ. R. Met. Soc. **1901**, S. 1.
- 10) Ber. d. 11. intern. Geologen-Kongresses 1910. Stockholm 1912.
- 11) K. Rudolph, Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. Beih. z. Botan. Centralbl. **47/2**, 111, 1931.

12) H. Gross, Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- und Florenentwicklung in Nord- und Mitteleuropa. *Beih. z. Botan. Centralbl.* **47/2**, 1, 1931.

13) P. B. Sears, Climatic interpretation of postglacial pollen deposits in North America. *Bull. Amer. Met. Soc.* **19**, 177, 1938.

14) G. D. Fuller, Postglacial vegetation of the Lake Michigan Region. Referat eines Vortrages. *Bull. Amer. Met. Soc.* **19**, 187, 1938.

15) L. R. Wilson, The use of Microfossils as a means of studying palaeoclimatic conditions in Northwestern Wisconsin. *Bull. Amer. Met. Soc.* **19**, 186, 1938.

16) C. A. Weber, Grenzhorizont und Klimaschwankung. *Abh. naturw. Ver. Bremen* **26**, 97, 1928.

17) H. Gams, zitiert nach C. E. P. Brooks, Postglacial climates and the forest of Europe. *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **60**, 1934.

18) C. E. P. Brooks, The evolution of the climate in Northwest-Europe. *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **47**, 173, 1921.

19) Nach Köppen-Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit, S. 242. Berlin, Borntraeger, 1924.

20) Kupffer in: Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit, eine Sammlung von Berichten, herausgeg. von dem Exekutivkomitee des 11. intern. Geol.-Kongr. Stockholm 1910.

21) C. E. P. Brooks, Postglacial Climates and the forest of Europe, Some problems of modern Meteorology. *R. Met. Soc. London* **1934**, S. 163.

22) C. E. P. Brooks, The evolution of Climate. London 1922. (Kapitel 14.)

IV. Die quartäre Eiszeit

1. Gliederung der Eiszeit

Während für die Beurteilung des postglazialen Klimas vor allem die Pollen-Diagramme maßgebend sind, befinden sich die pollenanalytischen Untersuchungen älterer Schichten erst im Anfangsstadium. Für die Eiszeit selbst kommen teils Geröllablagerungen der Eisdecke und solche Bodenbildungen in Betracht, welche Schlüsse auf das damals herrschende Klima gestatten, teils Versteinerungen von Tieren und Pflanzen.

Wie in jedem Gletscher, bearbeitete auch damals das Eis den felsigen Untergrund und schob die zertrümmerten Gesteinsbrocken als Grundmoräne vor sich her; die mächtigen Geröllschichten, welche in jener Zeit in großen Gebieten zur Ablagerung kamen, legen Zeugnis ab von der Ausdehnung des eisbedeckten Gebietes. Den mehrfachen Kränzen von Endmoränen entsprechen verschiedene Eisvorstöße, deren relatives Alter aus dem Grade der Verwitterung beurteilt werden kann.

Die Karte der Abb. 22 zeigt nach G. C. Simpson (1) die Grenze der maximalen Vereisung während der Quartärzeit; die geschlossenen Eisflächen in Nordeuropa und Nordamerika betragen nicht weniger als 7 bzw. $20 \cdot 10^6$ km²; die Vergletscherung einer Zone in Nordasien ist von Simpson nach neuen russischen Untersuchungen eingefügt worden. Eine Karte über dieses bis vor kurzem unbeachtet gebliebene große Vereisungsgebiet bringt Abb. 23, welche einem Referat über die Untersuchungen W. A. Obrutschews (2) entnommen ist. Der Referent R. v. Klebelsberg spricht vom „größten Vereisungsgebiet der nördlichen Zone“, die von der Küste bis 60° n. Br. und vom Ural bis zur Beringstraße reicht und außerdem noch die ausgedehnte Vergletscherung der Gebirge in Zentralasien südlich von 60° n. Br. umfaßt. Man kann also nicht mehr sagen, daß Asien wegen seines kontinentalen Klimas während der Eiszeit keine oder nur eine geringfügige Eisdecke trug. Allerdings reichte hier die Vereisung im Flachland nicht bis zur derzeitigen 0°-Isotherme, während sich in Westeuropa und in Nordamerika (hier vor allem im Osten) die Eisdecke um 10 bis 20° Breite über die heutige 0°-Isotherme nach Süden vorschob.

Nachdem während des Tertiärs lange Zeit hindurch in Europa und Nordamerika ein sehr warmes, subtropisches Klima geherrscht hatte, das

nur ganz allmählich kühler wurde, begann mit dem Anfang des Pleistozäns für beide Kontinente die quartäre oder diluviale Eiszeit. Vor mehr als 100 Jahren, im Jahre 1833, stellte I. Venetz (3) in einer Preisschrift fest, daß „in einer ganz frühen Zeit die Alpengletscher wesentlich größer waren“. Damit war die Erforschung der diluvialen Eiszeit eingeleitet.

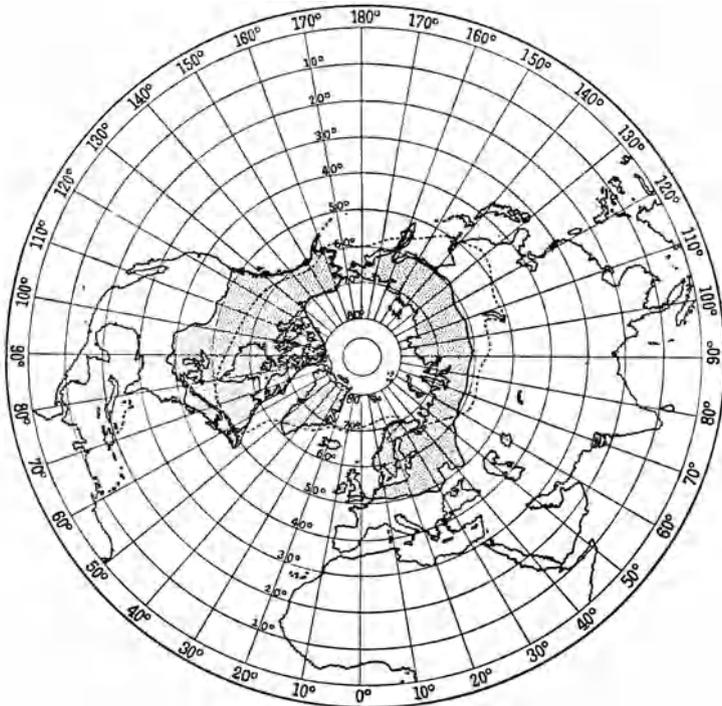


Abb. 22. Maximale Eisbedeckung während der quartären Eiszeit (nach G. C. Simpson); punktiert die 0°-Isotherme in der Gegenwart

70 Jahre später haben A. Penck und E. Brückner (4) vor allem auf Grund eigener langjähriger Aufnahmen eine Gliederung der Eiszeit entwickelt, die auch heute noch zurecht besteht. Sie kamen zum Ergebnis, daß sich diese Eiszeit im Bereich der Alpen in vier getrennte Eiszeitperioden gliedert, die Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit genannt werden. Dazwischen liegen Interglazialzeiten, während welcher das Klima — wie noch zu zeigen sein wird — wärmer war als heute; sie werden kurz mit G-M-, M-R- und R-W-Interglaziale bezeichnet.

Spätere Untersuchungen kamen zu einer noch weiteren Aufspaltung, indem festgestellt oder wenigstens wahrscheinlich gemacht werden

konnte, daß jede dieser Eiszeiten aus mehreren Eisvorstößen bestand. So ergaben sich z. B. die Bezeichnungen Günz I und II, Mindel I und II, Riß I und II, Würm I und II; schließlich glaubte B. Eberl (5) im Gebiet der Iller-Lechplatte Spuren von Vereisungen feststellen zu können, die noch vor die Günzzeit fallen.

Über die letzte Vereisung Würm II, von der Einzelheiten am besten bekannt sind, wissen wir, daß der endgültige Rückzug nicht einheitlich

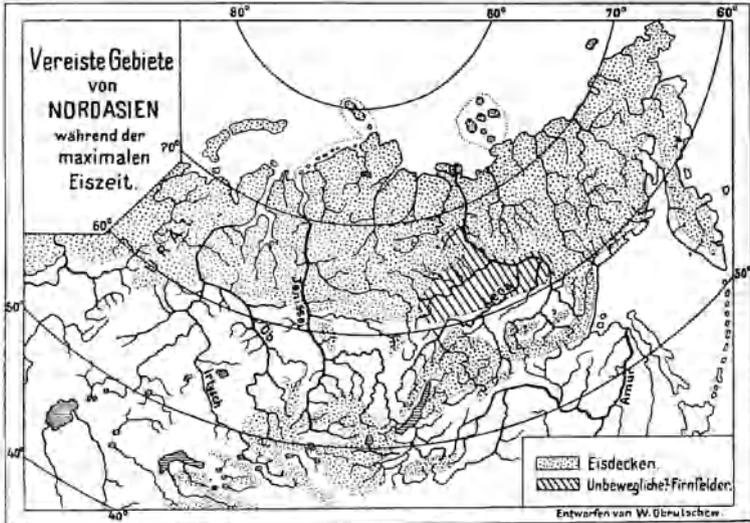


Abb. 23. Maximale Eisbedeckung in Asien während der quartären Eiszeit (nach W. A. Obrutschew)

erfolgte, sondern durch mehrere kleiner werdende Vorstöße unterbrochen wurde, vor allem durch das Gschnitz- und Daunstadium. Früher glaubte man vor dem Gschnitzstadium noch einen Vorstoß in den Alpen feststellen zu können, das Bühlstadium, das sich aber später als irrig herausstellte. Dagegen hat R. v. Klebelsberg (6) auf Grund von Untersuchungen in Südtirol Moränenspuren festgestellt, die einem „Schlern“-Vorstoß zugeschrieben werden, der zwar energisch, aber nur von kurzer Dauer war und der ebenfalls vor das Gschnitzstadium zu datieren ist. Als letzter und schwächster Vorstoß ist das Eggessenstadium nach H. Kinzl (vgl. S. 60) anzusehen.

Auch in Norddeutschland befinden sich ausgedehnte Moränenablagerungen, deren verschiedener Verwitterungsgrad ebenfalls eine Gliederung in mehrere Eiszeitperioden gestattet; da aber die Zuordnung zu den

alpinen Eiszeiten auch heute noch nicht ganz gesichert ist, sind andere Bezeichnungen üblich: Elster-, Saale-, Warthe- und Weichseiszeit. Die dazwischenliegenden Interglazialzeiten werden nach K. Richter(7) mit Es-, Saw- und Waw-Interglazial bezeichnet.

Nach gegenwärtigen Anschauungen, die z. B. im großen Werk „Geologie von Europa“ von S. v. Bubnoff(8) und ebenfalls von Richter(7) vertreten werden, entspricht mit größter Wahrscheinlichkeit die Elster- der Mindeleiszeit, die Saale- der Rißeiszeit und die Weichsel- der Würmeiszeit; dagegen wird die Wartheeiszeit nicht als eine der vier großen Eiszeiten anerkannt, sondern entweder mit Riß II oder einem Vorstadium von Würm I in eine Reihe gestellt. Dietrich dagegen ordnet Elster einem ersten Vorstoß von Riß, Saale einem zweiten Vorstoß von Riß zu. Eine der Günzeiszeit zugehörige Vereisung konnte bisher in Norddeutschland noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden; nur in Polen sind Spuren einer früheren Eiszeit (Jaroslavien) gefunden worden. In Polen entspricht das Cracovien der Elstereiszeit, das Varsovien I der Saale- und das Varsovien II der Weichseiszeit.

Auch in Norddeutschland hat man versucht, die einzelnen Eiszeiten in mehrere Unterperioden zu zerlegen, die Elstereiszeit in 2 (3?), die Saaleeiszeit in 3. Der endgültige Rückzug der Weichseiszeit hat ein viel komplizierteres Moränensystem hinterlassen als die Würmeiszeit in den Alpen. Man stellt sich vor, daß sich im flachen Norddeutschland als Wirkung kleinerer Klimaschwankungen mehrmals die äußerste Eiszone abgelöst hat, so daß ein breiter Streifen Toteis liegenblieb und sich allmählich auflöste. Polwärts dieses Gürtels bildete sich dann ein neuer Moränenwall. Man nimmt an, daß dem Daunvorstoß in den Alpen die Doppelmoräne des Salpausselkä entspricht und dem Gschnitzstadium die baltische Endmoräne. Vor der letzteren liegen sehr auffällige Spuren eines „baltischen Vorstoßes“, der aber — nachdem der Bühlvorstoß in den Alpen nicht anerkannt wird — hier vorläufig noch kein gleichzeitiges Korrelat gefunden hat; trotzdem bezeichnen manche Geologen den „baltischen Vorstoß“ mit „Würm III“. Die wärmere Periode vor dem baltischen Vorstoß wird Allerödschwankung genannt. Jedenfalls können die zahlreichen Moränenkränze in Norddeutschland nur verstanden werden, wenn man für die Zeit des endgültigen Eisrückzuges eine ganze Reihe kürzerer Klimaschwankungen annimmt; so liegt der Schluß nahe, daß auch die früher erwähnten großen Vereisungen von kleineren wellenförmigen Vorstößen und Rückzügen und entsprechenden Klimaschwankungen überlagert waren.

In Nordamerika unterschieden früher (1907) Th. C. Chamberlin und R. D. Salisbury (9) sechs Eiszeiten: Jerseyan, Kansas, Illinoian, Jowan, Früh-Wisconsin und Spät-Wisconsin. W. Köppen [(9) S. 183] vermutet, daß die vier letztgenannten Eiszeiten den vier alpinen Eiszeiten Günz bis Würm entsprechen, und daß es in Nordamerika bereits früher zwei quartäre Eiszeiten gegeben habe, die sich in Europa nicht ausgewirkt haben. Nach neueren Untersuchungen ist aber diese Zuordnung nicht aufrechtzuerhalten.

E. Antevs (10) berichtet über die letzte Eiszeit in Nordamerika: „Unter der letzten Eiszeit in Nordamerika wird Wisconsin einschließlich der Jowanperiode verstanden, in Übereinstimmung mit den Angaben von Kay und Leighton. Sie umfaßt daher in zeitlicher Reihenfolge:

a) den früheren Höhepunkt der Vereisung durch die vereinigten Kordilleren- und Keewatineisdecken westlich der Hudsonbai und der großen Seen, genannt Jowan;

b) einen allgemeinen Höchststand der Labradoreisdecke in NE-Nordamerika, einschließlich des Gebietes der großen Seen, gewöhnlich geteilt in zwei Unterstadien Tazewell und Cary;

c) einen Höhepunkt der Patricianeisdecke in Wisconsin und Minnesota, genannt Frühmankato;

d) eine zweite Kulmination der Kordilleren- und Keewatineisdecke in NW-Nordamerika, genannt Spätmankato. Gleichzeitig mit Jowan und Spätmankato herrschten Höchststände der Vergletscherung in den Bergen im Westen der Vereinigten Staaten, genannt die Tahoe- und Tioga-eiszeit in der Sierra Nevada.“

Offenbar entspricht die europäische Würm- bzw. Weichseleiszeit diesem Wisconsinkomplex; eine Beziehung zwischen den früheren Eiszeiten in Europa und Nordamerika herzustellen, ist vielleicht noch verfrüht.

Auch auf der Südhalbkugel, in Patagonien, Neuseeland und auf der Antarktis sind ganz unzweifelhaft Spuren einer nicht allzuweit zurückliegenden Eiszeit festgestellt worden. Nach G. C. Simpson (1) war damals die große Eisbarriere am Außenrand des antarktischen Kontinents an manchen Stellen mindestens doppelt so dick wie heute; auf der Roßinsel finden sich Moränenterrassen in einer Höhe von 280 m über der gegenwärtigen Oberfläche der Barriere. Auf den Hochflächen im Innern des Landes ist natürlich eine gleich große Steigerung nicht anzunehmen; aber die Ansicht ist allgemein, daß das Eis in der Antarktis seither stark zurückgegangen sei und daß der Rückzug noch heute andauert.

Auch alle Gebirge der Erde, die in den Tropen ebenso wie in den Subtropen und in höheren Breiten, tragen unverkennbare Spuren einer offenbar mit der Eiszeit zusammenhängenden viel stärkeren Vergletscherung. Nach F. Klute (11) lag die Schneegrenze um 500 bis 1500 m tiefer als in der Gegenwart; diese Senkung war in mittleren Breiten (40 bis 65°) am größten, nämlich über 1000 m, betrug in den trockenen Roßbreiten nur 400 bis 600 m und in den feuchten Äquatorialgebieten nur wenig mehr, nämlich 600 bis 800 m. In den südlichen Kordilleren sind nach F. Klute (12) an Seen drei frische Moränen festzustellen, welche er den drei Würmmoränen gleichstellt und aus dieser Gleichartigkeit auf einen gleichzeitigen Ablauf der Eisvorstöße nördlich und südlich des Äquators schließt.

In den zentralasiatischen Gebirgen ist die scheinbare Hebung der Schneegrenze seit der Eiszeit wesentlich geringer als anderswo; nach Ansicht A. Pencks ist dies auf eine rezente und auch heute noch fortschreitende Hebung dieses Gebirges zurückzuführen, die so stark ist, daß sie die gleichzeitige Hebung der Schneegrenze fast kompensiert hat.

Von besonderem Interesse ist die Feststellung L. Kochs (13), daß es im Pearyland (Nordgrönland) in 82° n. Br. Berge über 1000 m Höhe gibt, welche nicht nur heute im wesentlichen unvergletschert sind, sondern die auch keine Spuren einer stärkeren Vergletscherung in der Eiszeit aufweisen. Diese Erscheinung läßt sich nur so erklären, daß sowohl unter den gegenwärtigen Verhältnissen, wie während der Eiszeit trotz der tiefen Temperaturen infolge der unzureichenden Niederschläge keine Vergletscherung zustande kam.

In den Trockenzonen der Erde finden sich vielfach Spuren einer ehemals wesentlich größeren Feuchtigkeit, die jedenfalls mit den mehrmaligen Vereisungen während der quartären Eiszeit irgendwie zusammenhängen. Allerdings sind nirgends Anzeichen für vier Pluvialzeiten gefunden worden; fest stehen nur zwei. Ob eventuelle Spuren früherer Hochwasserstände durch spätere noch stärkere Niveauänderungen verwischt worden sind, oder ob es tatsächlich nur zwei Pluvialzeiten während des Quartärs gegeben hat, ist derzeit noch eine offene Frage.

Daß ein See, wie das Kaspische Meer, im Zusammenhang mit der Vereisung, ein wesentlich höheres Niveau (bis zu 50 bis 60 m über dem jetzigen) aufwies, ist ohne weiteres verständlich. Dieser See erhielt seine Zuflüsse vom Rand des Inlandeises im Norden, aus welchem sich bei jedem Eisrückzug gewaltige Schmelzwassermengen in den Kaspischen See ergossen.

Aber auch in solchen Trockengebieten, in welchen keine Flußverbindung mit dem Inlandeis in Betracht kommt, waren viele Seen früher viel stärker gefüllt; es muß also hier der Niederschlag größer gewesen sein. So sind die eiszeitlichen Vergletscherungen der Pamire zwischen Samarkand und Kaschgar nach H. v. Ficker (14) überhaupt nur zu erklären, wenn damals der Niederschlag vier- bis fünfmal größer war als heute. Der große Salzsee in den USA., der heute nur eine Tiefe von 15 m besitzt, ist nur ein kleiner Teil eines ehemals viel größeren und bis 300 m tiefen Sees, des Lake Bonneville. Im Westen davon befand sich eine Reihe größerer Seen, darunter vor allem der große Lake Lahontan. Auch für Nordafrika, in Ägypten, Syrien und Vorderasien, gibt es einwandfreie Belege für eine früher wesentlich größere Feuchtigkeit, und zwar lassen sich hier so wie in Nordamerika zumeist zwei Pluvialperioden deutlich unterscheiden. So konnten in der Oase Kharga in der Lybischen Wüste, 200 km westlich von Luxor, zwei Pluvialperioden nachgewiesen werden, während welcher ein üppiger Pflanzen- und Baumwuchs herrschte, in einem Gebiet, in welchem heute lediglich Wüste ist.

Ganz erstaunlich sind die Berichte von L. Frobenius (zitiert nach Simpson (1): In der Sahara, südlich von Tripolis, wurden zahlreiche archäologische Funde gemacht, welche dartun, daß während einer Pluvialperiode die Höhen mit reicher Vegetation bedeckt waren, die zahlreichen großen Säugetieren Futter bot; fließende und stehende Gewässer waren so zahlreich, daß die Bevölkerung auf den Höhen „wie auf Inseln“ lebte. Einer von F. Klute (15) veröffentlichten Karte kann man entnehmen, daß der Nachweis einer einst erhöhten Feuchtigkeit fast das ganze Trockengebiet der Roßbreiten betrifft.

Fest steht also sowohl eine verstärkte Vergletscherung aller Gebirge der Erde, ferner die Bildung von großen Eiskalotten in hohen Breiten und schließlich das Auftreten von Pluvialzeiten. Zweifelhaft bleibt aber die Zuordnung der Befunde zueinander. Die Glaziologen und Geographen sind ziemlich einhellig der Meinung, daß die einzelnen Eiszeitphasen auf der ganzen Erde im wesentlichen gleichzeitig aufgetreten sind. Nach der Eiszeitlehre von Spitaler-Milankovitch-Köppen (S. 150 ff.) wäre eine erhebliche Phasenverschiebung zwischen Nord- und Südhalbkugel, ein Alternieren der Höchststände zwischen N und S anzunehmen; ein Beweis hierfür konnte allerdings nicht erbracht werden.

Ähnlich steht es mit den Pluvialperioden; W. Köppen [(9), S. 184] hält es „für kaum vermeidbar, daß jede Eiszeit mit einem Hochstand (der Seen) verbunden war“. Dies ist wohl die allgemeine Meinung der

Geologen. E. Antevs (10) stellte fest, daß die Pluvialzeiten gegenüber den Höchstständen der Vergletscherungen im benachbarten Gebirge etwas verzögert waren. Wenn man die Gesamtverteilung der Gebiete betrachtet, in welchen eine Zunahme der Feuchtigkeit nachgewiesen wurde, kommt man mit der Annahme, daß die Seen lediglich infolge der Schmelzwasser der benachbarten Gebirge gestiegen seien, nicht aus; die Pluvialzeiten müssen in den jetzigen Trockengebieten sicherlich auch niederschlagsreicher gewesen sein. G. C. Simpson (1) versucht, glaubhaft zu machen, daß die letzte der beiden Pluvialzeiten in das R-W-Interglazial einzuordnen ist; im Einklang mit seiner Theorie (S. 160ff.) stellt er die erste bekanntgewordene Pluvialzeit in das G-M-Interglazial.

Was die absolute Datierung der quartären Eiszeit betrifft, so scheint noch immer die Altersbestimmung, die Königsberger mit Hilfe der Heliummethode angestellt hat, die verlässlichste zu sein, da sie von keiner Annahme über die Ursachen der Eiszeit abhängig ist; er erhält für den Beginn der Quartärzeit ein Alter von 0,5 bis $1 \cdot 10^6$ Jahren. Damit stimmt die grobe Schätzung, welche A. Penck und E. Brückner (4) angestellt haben, recht befriedigend überein: Nach einer schematischen Skizze wäre die seit der Günzezeit verfllossene Zeit auf etwa 660000 Jahre zu schätzen, wovon nicht weniger als 240000 Jahre auf das M-R-Interglazial entfallen. Die Chronologie, die sich aus der Theorie von Spitaler, bzw. von Milankovitch und Köppen ergibt, kann erst später besprochen werden, nur sei jetzt schon bemerkt, daß Spitaler mehr als die doppelte Länge der Quartärzeit erhält als letztere.

2. Klima während der Eiszeit

Bei der Beurteilung des Klimas muß unterschieden werden zwischen den Verhältnissen auf den mit Eis bedeckten Gebieten einerseits, denen in eisfrei gebliebenen Zonen andererseits und schließlich den Verhältnissen während der Interglazialzeiten. Über das Klima auf dem Inlandeise läßt sich verhältnismäßig wenig aussagen. Die Tatsache der Eisbedeckung gestattet noch keine quantitativen Schlüsse auf Temperatur und Niederschlag. Im inneren Teil des vereisten Gebietes konnte sicherlich auch im Sommer die Temperatur nur wenig über 0° ansteigen, wie weit aber die Temperatur am Rande im Jahresmittel oder im Sommer von 0° verschieden war, läßt sich nicht ohne weiteres angeben. Je stärker der Niederschlag und je stärker der Eistransport gegen die Eisränder hin war, desto höher war auch — nach Feststellungen an den Gletschern der Gegenwart — die Mitteltemperatur am Eisrand.

So sind wir für die Eisdecke selbst auf indirekte Schlüsse angewiesen. Nach Analogie zu den Klimaverhältnissen in Grönland und in der Antarktis müssen wir annehmen, daß auf dem diluvialen Inlandeis ein arktisches Klima von ähnlicher Strenge geherrscht hat, wie jetzt etwa in Grönland. Das vergletscherte Gebiet war jedenfalls im Jahresmittel und vor allem im Sommer kälter als die Umgebung, hatte daher einen relativ hohen Luftdruck mit geringen Niederschlägen und antizyklonal ausströmenden Winden. Am Rande aber, dort wo der Übergang zu den höheren Temperaturen der Umgebung ein rascher war, werden sich an der sehr kräftig entwickelten Polarfront regelmäßig Zyklonen entwickelt haben, welche einen Teil ihres Niederschlags auch im vergletscherten Gebiet ablagerten. Zweifellos war der Niederschlag in der Randzone viel ergiebiger als im Kerngebiet des Inlandeises.

Für diese an sich schon wahrscheinliche Niederschlagsverteilung sprechen auch die Befunde A. Pencks und E. Brückners in den Alpen: Die Firnbecken im Innern der Alpen waren während der Eiszeit gar nicht so übermäßig mit Eis erfüllt, die Gebirgsketten und Grate ragten über die Eisdecke beträchtlich hinaus; dagegen hatte der Eisstrom in den Tälern und auch noch am Außenrand der Alpen eine überraschend große Mächtigkeit.

Wesentlich günstiger liegen die Verhältnisse für die Beurteilung von Temperatur und Niederschlag in den nicht vergletscherten Gebieten. Als Zeugen kommen hier vor allem Versteinerungen von Tier- und Pflanzenresten in Betracht, in neuester Zeit auch Pollenanalysen von pollenführenden Sedimenten, dann aber auch geologische Untersuchungen von Bodenarten, die sich nur unter bestimmten klimatischen Verhältnissen bilden können.

Daß auch die nicht mit Eis bedeckten Gebiete Mitteleuropas zwischen Skandinavien und den Alpen während des Hochstandes der Eiszeiten eine mittlere Jahrestemperatur unter Null aufwiesen, dafür sprechen die vielfach festgestellten Blockfelder, deren Bildung einen beständig gefrorenen Boden, also nach W. Köppen eine Jahrestemperatur unter -20° verlangt. Da gegenwärtig die Jahrestemperatur an den Fundstellen $+60^{\circ}$ beträgt, müssen wir schließen, daß in Mitteleuropa die Jahrestemperatur mindestens um 80° unter der jetzigen lag.

Allerdings bemerkt A. Penck (16), daß gefrorener Boden während der Eiszeit im nicht vergletscherten Gebiet zwischen dem nordischen Inlandeis und der alpinen Vergletscherung noch nicht nachgewiesen worden ist und wahrscheinlich nur in der Nähe der Schneegrenze, also auf Mittelgebirgen vorhanden war. A. Penck kommt aber auf anderem

Wege ebenfalls auf eine Temperaturerniedrigung von 8°C gegenüber der Jetztzeit und schließt daraus auch auf einen geringeren Niederschlag während der Eiszeit: Aus der Temperaturerniedrigung von 8° wäre auf eine Senkung der Schneegrenze von 1600 m zu schließen, wenn — wie üblich — eine mittlere Temperaturabnahme mit der Höhe von $0,5^{\circ}/100\text{ m}$ angenommen wird. Die tatsächliche Senkung der Schneegrenze betrug aber nur etwa 1300 m. Dazu kommt noch, daß während der Eiszeit der vertikale Temperaturgradient wegen der mehr antizyklonalen Lage und der wahrscheinlich größeren Häufigkeit von Bodeninversionen im Mittel wohl kleiner war als $0,5^{\circ}/100\text{ m}$.

Einen weiteren Schluß auf die Klimaverhältnisse während der Vereisung legen die Lößablagerungen nahe, welche rings um das große ehemalige Vereisungsgebiet festzustellen sind. Dieser Löß ist aus dem Feinmaterial des Schuttes entstanden, welchen das Eis als Grundmoräne an den Außenrand der Eisdecke gebracht hat. Den weiteren Transport vom Außenrand südwärts übernahm jedenfalls der Wind. Daraus ergibt sich eine Bestätigung der Ansicht, daß über der Eisdecke eine mehr oder minder beständige Antizyklone lag, aus der NE-Winde wehten. Es reichte daher während der Eiszeit das auch jetzt bestehende polare Hochdruckgebiet viel weiter äquatorwärts und damit rückte auch die Westwindzone in niederere Breiten; gegenwärtige Trockengebiete in den Subtropen gelangten also in den Bereich der feuchten Westwinde.

Kessler schätzt [nach Bubnoff (8), S. 1459] für das vom Eis unbedeckt gebliebene Gebiet: „Mittlere Jahrestemperatur — 2° , im Winter sehr niedrig, im Sommer stark ansteigend (bis $+15^{\circ}$); große tägliche Temperaturschwankungen. Antizyklone über dem Eis, daher vorwiegend abeisige Winde aus N und NE. Niederschlag selten aber episodisch heftig. Schneegrenze in den Alpen bei 1000 m, im Schwarzwald bei 800 bis 900 m, in den östlichen Gebirgsketten wohl höher.“

Am meisten läßt sich über das Klima in den Interglazialzeiten aussagen. Es liegen bereits verschiedene Pollendiagramme aus Interglazialschichten vor, welche die allmähliche Klimaentwicklung von einer Eiszeit zu einem Klimaoptimum in der Zwischeneiszeit und dann wieder eine allmähliche Verschlechterung bis zum Auftreten der nächsten Eiszeit erkennen lassen. Faßt man die da und dort gemachten Befunde zu einem Gesamtbild zusammen, so gelangt man nach K. Richter (7) und H. Gams zu folgendem Schema (Tabelle 26). Dasselbe bringt zum Ausdruck, daß nach Eiszeiten die Vegetation mit arktischen und subarktischen Pflanzenarten beginnt, dann über eine Nadelwald- zu einer Laubwaldphase führt, und daß nach einem Klimaoptimum der Laub-

Tabelle 26. Vegetationsfolge während der Interglazialzeiten (nach K. Richter)

| Elster-Eiszeit | Saale-Eiszeit | Warthe-Eiszeit | Weichsel-Eiszeit | |
|---|--|---|------------------|--|
| Es-Interglazial | Saw-Interglazial | Waw-Interglazial | | Postglazial |
| <i>k</i> = Föhren-Birkenphase <i>i</i> = Föhrenphase m. 2. Fichtenmax. (Es-subatlanticum) <i>h</i> = Föhrenphase m. 1. Fichtenmax. | <i>i</i> = Föhren-Birkenphase (Saw-subatlanticum) <i>h</i> = Fichtenphase | <i>n</i> = Birkenphase (Waw-subatlanticum) <i>m</i> = Fichten-Föhrenphase | | fehlt noch Subatlanticum |
| <i>g</i> = Hagebuchenphase (Es-subboreal) <i>f</i> = Hasel-Eichenmischwaldphase (Es-atlanticum) <i>e</i> = Ulmenmax. (Es-boreal) | <i>g</i> = Hagebuchenphase (Saw-subboreal) <i>f</i> = Hasel-Eichenmischwaldphase (Saw-atlanticum) <i>e</i> = Ulmenmax. (Saw-boreal) | Buchenphase? <i>l</i> = Laubwaldphase (Waw-atlanticum) | | Subboreal Atlanticum (Wärmemax.) Boreal |
| <i>d</i> = reine Föhrenzeit <i>c</i> = Birkenphase <i>b</i> = (Es-subarcticum) <i>a</i> = (Es-arcticum) Yoldiaton von Esbjerg | <i>d</i> = Föhren- bzw. Föhren-Birkenzeit <i>c</i> = Föhren-Birkenphase <i>b</i> = (Saw-subarktische Dryasphase) <i>a</i> = (Saw-arktische Dryaszeit) | <i>k</i> = Zwergbirkenphase | | Subarcticum Jüngere Dryasphase Arktische Dryaszeit |

wald wieder von Nadelwäldern und diese schließlich von Föhren und Birken abgelöst werden.

Daß diese Tabelle mehr als nur ein Schema darstellt, daß vielmehr dieses Klimaoptimum für die großen Interglazialzeiten mit hinreichenden Befunden belegt ist, dafür seien aus dem bereits zitierten Buch von S. v. Bubnoff einige Belege angeführt. Über die Vegetationsverhältnisse in Deutschland und Dänemark während des Es- (= M-R-)Interglazials heißt es (S. 1437): „Von Pflanzen sind außer Nadelbäumen auch Eiche, Hasel, Hainbuche usw. nachgewiesen, so daß ein Wärmeklima feststeht. Torfe sind ziemlich weit verbreitet.“ Und ferner: „die Flora zeigt eine deutliche Klimaabwandlung mit einer Laubwaldphase (atlantisches Wärmeoptimum, Eichenmischwald . . .) in der Mitte, Nadelwaldphase oben und unten (kontinentales Klima).“

Der in die Tabelle 26 aufgenommene Yoldiaton von Esbjerg (Dänemark) beginnt mit einer hocharktischen Fauna, darüber lagern gemäßigtere boreale Formen. Im Vorland des Harzes findet sich unter dem Geschiebemergel der Saaleeiszeit teils eine wärmeliebende Fauna (wie *Elephas antiquus*, *Rhinoc. mercki*, *Corbicula fluminalis*), teils weist sie auf das Herannahen einer neuen Eiszeit hin.

Das Interglazial Saw und Waw (Saale-Warthe und Warthe-Weichsel) lassen sich in Dänemark und Norddeutschland nicht klar trennen. Es fällt in diese Zeit (vermutlich nach der Warthevereisung) das warme Eemmeer, das sich von Holland bis nach Ostpreußen hinzog und eine reichhaltige, typisch wärmeliebende Fauna zur Ablagerung brachte; über die Vegetationsfolgen in Dänemark während dieses Interglazials schreibt v. Bubnoff: „Im ersten Stadium herrschen Kiefer und Birke (entsprechend der Basis der Eemschichten), im zweiten Stadium (entsprechend der Eemsenkung, Wärmeoptimum) herrscht ein Eichenmischwald mit zahlreichen anderen wärmeliebenden Pflanzen.“ „Dann erscheint eine kalte Phase mit *Betula nana* und subarktischer Heidevegetation. Dann wandern wieder Laubbäume ein, auf die oben Kiefer und Birke folgen. Im fünften Stadium werden sie durch eine subarktische Vegetation verdrängt, die dann vom Eis der letzten (Weichsel-)Eiszeit abgelöst werden.“

Auch P. Kessler (17) gibt sowohl für das M-R- wie auch für das R-W-Interglazial in Deutschland Pflanzen an, die nicht nur höhere Temperaturen während der Vegetationszeit, sondern auch höhere Wintertemperaturen vermuten lassen; so nennt er Weinrebe und Magnolie, deren Fossilien aus der M-R-Zwischeneiszeit stammen.

In Mittelpolen konnten nur Funde des Interglazials Cracovien-varsovien I (= Mindel-Riß) festgestellt werden; Varsovien II (= Würm) stieß nicht mehr bis Mittelpolen vor. Für das genannte Interglazial stellte Szafer (nach v. Bubnoff, l. c., S. 1445) folgende Pflanzenschichten (von oben nach unten) fest:

- | | |
|----------------------|--|
| Eiszeit Varsovien I: | Dryas-Flora, Strauchtundra; |
| Interglazial: | Subarktischer Nadelwald, Borealer Nadelwald, Subatlantischer Mischwald, Laubwald, Mischwald, Kiefer-Eiche, Waldtundra; |

Eiszeit Cracovien: Strauchtundra,
Dryasflora,

also sichere Zeugen für eine vollständige Klimaabwandlung von einer Eiszeit zu Klimagebiet und nachfolgender Verschlechterung bis zur nächstfolgenden Eiszeit.

Diese Florenbefunde wurden deshalb so ausführlich wiedergegeben, weil G. C. Simpson (1) zur Stützung seiner Eiszeittheorie den Beweis zu führen versuchte, daß die Mindel-Riß-Zwischeneiszeit kalt und trocken, die zwischen Riß und Würm dagegen feucht und warm gewesen sei. Die vorliegenden Befunde bestätigen aber diese Ansicht in keiner Weise; allerdings bezieht sich Simpson in erster Linie auf Sedimente in England und alpine Versteinerungen. In bezug auf erstere sagt v. Bubnoff: „Die Gliederung der englischen Eiszeit und ihre Parallelisierung mit der kontinentalen ist durch die Seltenheit eindeutiger interglazialer Ablagerungen erschwert. Wohl treten zwischen den Moränen gelegentlich mit kälteren auch wärmere Floren auf, aber die Trennung ist nicht durchgreifend scharf.“

Und was die alpine Wärmeflora betrifft, mit welcher Simpson den warmfeuchten Charakter des Riß-Würminterglazials beweisen wollte, so befindet er sich offenbar in einem Irrtum; denn die vielgenannten wärmeliebenden Pflanzen in der Höttinger Breccie (nördlich von Innsbruck), insbesondere das *Rhododendron ponticum*, wurden bereits 1908 von Ampferer dem Mindel-Rißinterglazial zugeordnet, und seit A. Penck sich 1921 ebenfalls dieser Ansicht angeschlossen hat, wird diese Datierung von den Geologen einhellig angenommen. So kann die Ansicht von einem kalten trockenen Mindel-Rißinterglazial nicht aufrechterhalten werden.

Wenn man nach Klimaunterschieden der Interglazialzeiten sucht, so findet man sie nach K. Richter (7) in der Richtung, daß die aufeinanderfolgenden Zwischeneiszeiten allmählich etwas kälter wurden: „Es kehrten, wie schon angedeutet, nicht alle Pflanzen und Tiere, die sich beim Herannahen einer Eiszeit in günstigere Gebiete gerettet hatten, nach dem Abschmelzen des Eises wieder in die alten Gebiete zurück . . . Einige Formen (*Magnolia cobus*, die zum Kernobst gehörige *Mespilus cuneata*, der Weinstock *Vitis vinifera*) fanden sich zunächst wieder ein. Allmählich verschwand aber sehr viel, unter anderen die Seerose, die Walnuß, die Eßfeige, der immergrüne Bux und der heute auf den Kanarischen Inseln vorkommende Lorbeer. Wenn sich also ein Teil dieser klimaempfindlichen Pflanzen in Mitteleuropa wieder einfindet und später

nicht mehr, so dürfte das darauf hinweisen, daß die Lebensbedingungen für sie von Zwischeneiszeit zu Zwischeneiszeit schlechter wurden. Das Klima der einzelnen eisfreien Zeiten war also nur ähnlich, nicht gleich.“ (Zwingend ist dieser Schluß allerdings nicht, es könnte auch die verschiedene Dauer der Zwischeneiszeiten im Spiele sein.)

„Die diluviale Tierwelt zeigt ein entsprechendes Verhalten. In den alten Zeiten fehlen hochalpine oder hocharktische Säugetiere wie Vielfraß, Polarfuchs, Renttier, Murmeltier und Steinbock fast ganz, während sie später im Alpengebiet, im südlichen Mitteleuropa und sogar in Südeuropa häufiger sind. Die ausgesprochenen Kalt-Klimaformen dringen also im Laufe des Eiszeitalters weiter nach Süden vor. Andererseits halten sich ähnlich wie bei den Pflanzen einige Säugetiere, wie das Flußpferd und der eiszeitliche Waldelefant, während des älteren Diluviums. Obwohl im nördlichen Deutschland die jüngste, also die Weichseiszeit, eine geringere Verbreitung hat als die vorangehenden, müssen die klimatischen Verhältnisse für wärmeliebende Tiere doch allgemein ungünstiger geworden sein. Vielleicht hat Beurlen recht, wenn er darauf hinweist, daß sich im Laufe des Eiszeitalters der Ozean durch viele Schmelzwasserzufuhren allmählich etwas abkühlte, so daß das Hochdruckgebiet über dem Eiskuchen stabiler wurde. Dafür spricht, daß offenbar erst in der letzten, doch gar nicht mehr so umfangreichen Vereisung die Schneegrenze erstmalig auch in den deutschen Mittelgebirgen so tief sank, daß sich hier Lokalgletscher entwickeln konnten.“

So darf man wohl mit Sicherheit annehmen, daß die Interglazialzeiten in ganz ähnlicher Weise abliefen, wie die am besten bekannte postglaziale Zeit. Würde sich die Klimaverschlechterung seit dem letzten Klimaoptimum in Europa in den kommenden Jahrtausenden in gleicher Richtung fortsetzen, so würde sich dasselbe Bild wiederholen, wie es sich aus jeder Interglazialzeit ergibt. Ferner ist es sehr wahrscheinlich, daß die großzügigen Klimaschwankungen Eiszeit — Zwischen-eiszeit — nächste Eiszeit von einer Reihe derzeit noch nicht erfaßbarer, schwächerer und kürzerer Klimaschwankungen überlagert waren, so wie auch in der postglazialen Zeit der allgemeine Rückzug des Inlandeises von schwächer werdenden Vorstößen mehrmals unterbrochen wurde.

3. Eiszeittheorien, Allgemeines

C. E. P. Brooks erwähnt gelegentlich, daß er einige 50 Theorien zur Erklärung der Eiszeiten zusammengestellt habe. Viele von diesen scheiden zwar von vornherein aus, weil sie von einer völlig sinnlosen

Annahme ausgehen; es bleiben aber noch genug übrig, die grundsätzlich möglich sind. Von einer einheitlichen Auffassung sind wir noch sehr weit entfernt.

An der Erforschung der Eiszeiten und an der Deutung der verschiedenen Befunde muß eine Reihe verschiedener Fachvertreter mitarbeiten, der Geologe mit dem Glaziologen und Paläontologen, der Tier- und Pflanzenbiologe und nicht an letzter Stelle der Klimatologe; aber auch der Geophysiker und Astronom haben in verschiedenen Fragen ihr Urteil abzugeben. So wird es verständlich, daß es keinen Fachmann gibt, der in allen diesen Gebieten, die er eigentlich beherrschen sollte, wirklich zu Hause ist. Bei der schwierigen Frage nach den möglichen Ursachen der Eiszeiten wird sich daher jeder Forscher in erster Linie auf Erscheinungskomplexe stützen, die ihm aus seinem engeren Fachgebiet vertraut sind.

Der Geologe wird nach Möglichkeit versuchen, mit Hebungen und Senkungen von Landschollen, mit Gebirgsbildungen und mit Abriegelungen von Meeresströmungen durch Hebung des Meeresbodens das Auslangen zu finden. Der Astronom wieder wird sich vor allem fragen, ob vielleicht die Sonne als veränderlicher Stern mit sehr langer Periode angesehen werden kann, ob durch eine gelegentliche Weltkatastrophe Strahlung der Sonne und Elemente der Erdbahn sich entsprechend ändern können oder ob durch Staubnebel im Weltraum eine Schwächung der Strahlung wahrscheinlich ist. Dem Geophysiker wiederum werden die Vorstellungen A. Wegeners über Kontinentalverschiebungen und Polwanderungen am vertrautesten sein, während der Klimatologe vielleicht an Änderungen in der Atmosphäre selbst denkt, etwa an Änderungen des Kohlendioxidgehalts oder an Staubtrübungen in einer Epoche lebhafter Vulkantätigkeit. Dem Biologen schließlich kommt die Aufgabe zu, aus den versteinerten Pflanzen und Tieren zu beurteilen, inwieweit man aus diesen zum Teil ausgestorbenen Formen mit Notwendigkeit auf Mindeständerungen von Temperatur und Niederschlag schließen müsse.

In den Büchern und Abhandlungen über Klimakunde der geologischen Vorzeit kommt meist eine ganz bestimmte Vorstellung des Verfassers über die Ursachen der großen Klimaschwankungen zum Ausdruck und im Sinne dieser Theorien werden auch die Befunde interpretiert. So ist es für den Leser äußerst schwer, ja fast unmöglich, sich ein objektives Urteil über den heutigen Stand unserer Erkenntnisse und über das Gewicht der vorgebrachten Beweise zu bilden. Die folgende Besprechung einzelner Theorien wird sich daher nicht auf eine Wiedergabe ihres wesentlichen Inhaltes beschränken dürfen, sondern wird auch verschiedene

Bedenken anführen müssen, die ihnen entgegenstehen. Erst nach kritischem Vergleich der einzelnen Theorien mit den Beobachtungen wird vielleicht mit der Zeit eine einheitliche Auffassung über die Ursachen der Eiszeiten Platz greifen können.

Nur eine Gruppe von Theorien ist in der Lage, sich auf Ursachen stützen zu können, deren zeitlicher Ablauf als völlig gesichert angesehen werden muß; es sind dies die Theorien, die von der nachgewiesenen Schwankung der Erdbahnelemente ausgehen. Aber bei dieser Gruppe bleibt es wie bei allen anderen Theorien unsicher, wie sich die Ursachen auf das Klima ausgewirkt haben und ferner, ob eine solche Wirkung auch quantitativ ausreicht, um die ausgedehnten Vergletscherungen während der Eiszeit zu erklären. Die natürlichen Verhältnisse auf der Erde sind viel zu kompliziert, als daß man aus einer geänderten Solar-konstante, aus einem geänderten jährlichen Gang der Strahlung oder aus einer Änderung der Bodengestaltung die zahlenmäßige Auswirkung auf Temperatur und Niederschlag errechnen könnte; ist ja in manchen Fällen noch der Sinn einer solchen Wirkung strittig.

So ist vor allem die Grundfrage zu klären: in welchem Sinne muß sich das eine oder andere meteorologische Element primär ändern, damit sich überhaupt eine Inlandeisdecke entwickeln kann. Während die meisten Theorien von der Annahme ausgehen, daß eine allgemeine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur die notwendige Voraussetzung für die Entwicklung einer Eiszeit ist, erblicken andere gerade umgekehrt in einer Erhöhung der Mitteltemperatur einen günstigen Faktor für die Zunahme der Vergletscherung. Die Theorie G. C. Simpsons (1) nimmt hier eine vermittelnde Stellung ein, indem sie beide Ansichten unter gewissen Voraussetzungen gelten läßt und zwei Typen von Vereisungen unterscheidet, die sich gegenseitig ablösen sollen.

Es gibt auch Theorien, welche mit einer regionalen Änderung der äußeren Bedingungen das Auslangen zu finden glauben; sie fragen nach der Möglichkeit, ob warme Meeresströmungen, die gegenwärtig ins Polarmeer münden, ehemals abgelenkt oder geschwächt oder völlig abgeriegelt waren, gehen also von einer primären Abkühlung in einem beschränkten Gebiet aus. Schließlich hat noch die Theorie von Spitaler-Milankovitch-Köppen in die klimatologische Literatur allgemein Eingang gefunden, nach welcher die Bildung von Eiskalotten nicht so sehr auf eine Änderung der Jahrestemperatur, sondern auf eine Änderung der Jahresamplitude der Temperatur zurückzuführen sei.

So steht — ganz abgesehen von der Frage, welche äußere Ursache etwaige Klimaänderungen bewirkt hat — vor allem zur Diskussion,

welchen Einfluß eine bestimmte Klimaänderung auf die Mächtigkeit einer Vergletscherung ausübt. Im einzelnen läßt sich ohne weiteres behaupten, daß für eine Vereisung starker Niederschlag in fester Form, aber geringe Abschmelzung und Verdunstung, außerdem geringe Fließbewegung der Eismassen für den Aufbau einer mächtigen und ausgedehnten Eiskappe günstig sind. Da aber diese einzelnen Faktoren von einander nicht unabhängig sind, ist es sehr schwer, aus der angenommenen Änderung eines Faktors auf die gleichzeitige Änderung der übrigen wichtigen Elemente zu schließen und insbesondere zu entscheiden, welche von zwei gleichzeitig auftretenden entgegengesetzten Wirkungen den Ausschlag gibt.

Im ersten Teil der Tertiärzeit, die der quartären Eiszeit voranging, war das Klima nach einhelligem Urteil der Geologen so mild, daß damals Eis — wenn überhaupt — nur auf den höchsten Bergen der Erde zu finden war. Steil aufragende Berge sind aber nicht günstige Kristallisationspunkte für die Entwicklung einer großen Eisdecke. Wohl könnte sich ein solcher Lokalgletscher bei Eintritt günstiger Bedingungen (verstärkter Niederschlag in fester Form oder Erniedrigung der Sommertemperatur), ausdehnen; wenn aber die Hänge steil sind, kommt der abfließende Eisstrom sehr bald in so warme Gebiete, daß seinem weiteren Vordringen ins Vorland alsbald ein Ende gesetzt ist. Günstiger erscheint ein großes Gebirge, vor allem aber eine Hochfläche, auf welcher sich unter entsprechenden Verhältnissen eine zusammenhängende, relativ große Eiskappe bilden könnte.

So war es jedenfalls notwendig, daß sich nach dem milden Klima in der Tertiärzeit die mittlere Jahrestemperatur senkte, damit überhaupt eine Vergletscherung beginnen konnte. Eine solche allmähliche, während des ganzen Tertiärs anhaltende Klimaverschlechterung ist aus den geologischen Befunden mit Sicherheit zu entnehmen. Für diese primäre Abkühlung sind verschiedene Möglichkeiten erwogen worden, vor allem eine Verminderung der Sonnenstrahlung, z. B. Änderung der Solar-konstante, Trübung des interplanetaren Raumes durch eine Staubwolke, Trübung der Atmosphäre durch Vulkanaschen im Zusammenhang mit einer lebhaften Gebirgsbildung, schließlich auch Abriegelung der Polargebiete von warmen Meeresströmungen durch Hebung des Meeresuntergrundes; Köppen-Wegener wiederum versuchen, eine solche Abkühlung durch passende Verlagerung der Rotationsachse der Erde relativ zu den betroffenen Kontinenten zu erklären.

Die Theorie von S. Arrhenius, nach welcher ein abnehmender Kohlensäuregehalt der Atmosphäre die Ursache dieser Abkühlung sein

sollte, mußte fallengelassen werden: es ist zwar richtig, daß die Ausstrahlung der Erde mit abnehmendem CO_2 -Gehalt größer wird. Der gegenwärtige Kohlensäuregehalt ist aber so groß, daß die Absorption im Bereich der CO_2 -Banden eine fast vollständige ist. Erst eine Abnahme der Kohlensäure auf einen kleinen Bruchteil ihres gegenwärtigen Wertes könnte eine merkliche Vergrößerung der Ausstrahlung und damit eine merkliche Abkühlung der Erdoberfläche verursachen. Überdies steht der große CO_2 -Vorrat der Weltmeere zur Verfügung, welche durch Abgabe von Kohlensäure an die Luft eine Abnahme des CO_2 -Gehalts in derselben zum größten Teil wieder kompensieren würden.

So wie die Theorie von Arrhenius, haben aber auch die übrigen angenommenen äußeren Ursachen, welche die primäre Abkühlung verursacht haben sollen, keine allgemeine Zustimmung gefunden: die astronomischen Theorien, welche auf verschiedene Weise eine beträchtliche Minderung der Sonnenstrahlung begründen wollen, sind schon aus dem Grunde unbefriedigend, weil sie eine zwar an sich mögliche, aber von vornherein nicht beweisbare, ad hoc postulierte Ursache wie einen deus ex machina einführen. Sie können um so weniger befriedigen, als es sich nicht nur um die quartäre Eiszeit handelt, sondern um drei, vielleicht vier, die sich in Abständen von einigen hundert Millionen Jahren folgten. Es kommt also weder eine einmalige Weltkatastrophe in Frage, noch eine periodische Ursache, sondern eine, die in den erwähnten großen Zeitabständen für relativ kurze Zeit (Größenordnung eine Million Jahre) die Grundlagen für die Entwicklung von Eiszeiten schafft.

Auch gegen die von A. Wegener und Köppen angenommenen Polverlagerungen sind schwere Einwände erhoben worden. Wohl kann man sich für eine Eiszeit den einen Pol so verschoben denken, daß er möglichst günstig zu den vereisten Gebieten liegt, doch treten dann erhebliche Schwierigkeiten bei der Erklärung des gleichzeitigen Klimas im Bereich des Gegenpols auf. So kann die von den genannten Forschern angenommene Lage der Rotationsachse für die Zeit der permokarbonischen Eiszeit nicht als befriedigende Lösung angenommen werden. Um die Gliederung der quartären Eiszeit zu erklären, mußte Köppen eine derart unregelmäßige und zum Teil so übermäßig große zeitliche Änderung der Pollage annehmen, daß es schwer fällt, sich damit abzufinden.

Die Annahme, daß die jeweilige Verteilung von Land und Meer für die Temperaturenniedrigung vor Eintritt von Eiszeiten maßgebend sei, ist jetzt wohl schon allgemein fallen gelassen worden; diese Verteilung beeinflusste gewiß das Klima, aber bestimmt nicht in solchem Maße, daß sich daraus ein warmes Polarklima oder eine Eiszeit entwickeln konnte.

Wenn nun die früher genannten Voraussetzungen für die Entstehung einer Eisdecke erfüllt sind, wenn also ein Gebirge in hohen Breiten so weit abgekühlt ist, daß sich auf seinen Höhen Eisfelder bilden können, dann kann der Frage nähergetreten werden, unter welchen Bedingungen ein solcher Gletscher zu- oder abnimmt. Es scheint wohl am verlässlichsten zu sein, von den gegenwärtigen Gletscherschwankungen auszugehen und die für die Gegenwart festgestellten Zusammenhänge zwischen Änderungen von Klimaelementen und Gletscherschwankungen auch für die Vergangenheit gelten zu lassen. Gegenwärtig nehmen alle untersuchten Gletscher der Erde an Ausdehnung ab, und zwar gleichzeitig auf der Nord- und Südhalbkugel, während gleichzeitig die allgemeine Zirkulation zunimmt. In den Klimaelementen wirkt sich diese Zunahme dahin aus, daß die Jahrestemperatur auf allen Kontinenten einheitlich zunimmt, daß die Jahresschwankung der Temperatur — aber im allgemeinen nur in höheren Breiten — abnimmt und daß die Niederschlagsverteilung sich ändert: im Bereich der W-Winde Zunahme, im Bereich der Roßbreitengürtel Abnahme. Einheitlich für die ganze Erde bleibt Zunahme der Intensität der allgemeinen Zirkulation und Zunahme der mittleren Jahrestemperatur. Als äußere Ursache dieser gegenwärtigen Klimaschwankung ist jedenfalls ein vergrößerter Wärmeumsatz anzunehmen, wengleich hierfür ein direkter Beweis noch nicht erbracht werden konnte.

Alle alten Theorien gehen von der durch die rezenten Gletscherschwankungen bestätigten Ansicht aus, daß die notwendige Voraussetzung für eine Eiszeit in einer Verminderung der Energiezufuhr besteht; sie unterscheiden sich nur in der Annahme der äußeren Ursache, welche diese Verminderung bewirkt haben soll. Die von dieser Ansicht abweichenden Theorien sollen, soweit sie in der Literatur allgemein Eingang gefunden haben, im einzelnen kurz besprochen werden.

4. Eiszeittheorie von Spitaler-Milankovitch-Köppen

Aus den mit der Zeit veränderlichen Erdbahnelementen und aus der Strahlungsmenge I_0 , welche auf die Flächeneinheit pro Zeiteinheit in der Einheitsentfernung auffällt, läßt sich ohne grundsätzliche Schwierigkeiten die Strahlungsmenge berechnen, welche ein Punkt der Erde zu einer bestimmten Zeit empfängt. Wird als Einheit der Entfernung die große Halbachse der Erdbahn $a = 1$ gewählt, so nennt Milankovitch I_0 die Solarkonstante; die Strahlungsmenge, welche die horizontale Flächeneinheit irgendeines Punktes der Erde in der Zeiteinheit empfängt,

ist dann gegeben durch $\frac{dW}{dt} = \frac{I_0}{Q^2} \cos z$ (Q = augenblickliche Entfernung Sonne—Erde, z = Zenitdistanz der Sonne). Die säkularen Änderungen der Erdbahnelemente seien an Hand der Abb. 24 erläutert. Die Ellipse in Abb. 24a stellt die scheinbare Bahn der Sonne um die Erde (in T) dar, P (Perigeum) bezeichnet den der Erde am nächsten gelegenen

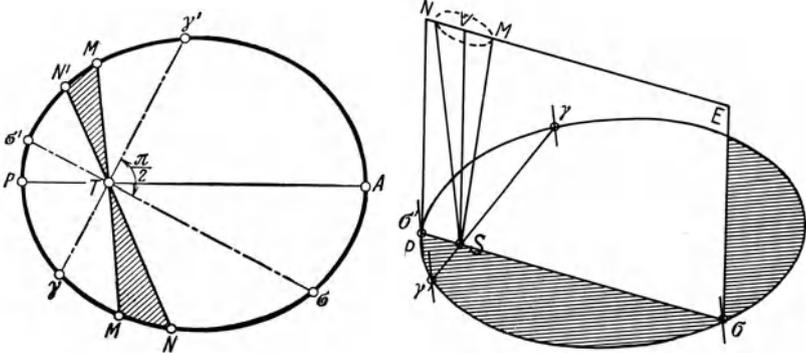


Abb. 24a und Abb. 24b. Zur Erklärung der Erdbahnelemente und ihrer säkularen Änderungen (nach M. Milankovitch)

Punkt der scheinbaren Sonnenbahn, A (Apogäum) den entferntesten. Da die Rotationsachse der Erde auf der Ebene dieser Bahn nicht normal steht, sondern mit der Normalen den Winkel ε = Ekliptikschiefe einschließt, so liegt die Sonne nur zweimal im Jahre in der Äquatorebene der Erde, nämlich dann, wenn sich die Sonne im Frühlingspunkt γ bzw. im Herbstpunkt γ' befindet; die auf der Geraden $\gamma \gamma'$ Senkrechte schneidet die scheinbare Sonnenbahn in den Punkten σ und σ' (Sommer- bzw. Wintersolstitium). Die Zeit, während welcher die Sonne scheinbar den Bogen $\gamma\sigma$ beschreibt, ist der astronomische Frühling, der Bogen $\sigma\gamma'$ entspricht dem Sommer usw.

Infolge des Störungseinflusses der übrigen Planeten auf die Erde sind die Bahnelemente säkularen Schwankungen unterworfen, wobei, wie die Himmelsmechanik lehrt, die große Halbachse a der Erdbahn konstant bleibt und damit auch die Umlaufzeit T der Erde um die Sonne; veränderlich ist die Exzentrizität e , ferner die Lage des Frühlingspunktes γ gegenüber dem Perihel P und schließlich die Ekliptikschiefe ε . Im einzelnen ist folgendes festzustellen:

a) Die Exzentrizität der Erdbahnellipse, gegeben durch $e^2 = 1 - b^2$ (große Halbachse $a = 1$, kleine Halbachse $= b$), schwankt zwischen den

Grenzen nahezu 0 und 0,0677; die Periode dieser Schwankung beträgt im Mittel 92000 Jahre.

b) Der Frühlingspunkt γ verschiebt sich gegenüber dem Perihel P . In Abb. 24b sei SV normal auf die Erdbahnebene, die Richtung SN entspricht etwa der gegenwärtigen Lage der Erdachse. Der Winkel $\gamma SP = II$ wird „Länge des Perihels zum Frühlingspunkt“ genannt. Die Richtung der Erdachse SN beschreibt einen Kreiskegel NSM mit dem Öffnungswinkel 2ε im Laufe von 26000 Jahren; damit dreht sich auch die Ebene E , die durch SN und SV gelegt ist, im Sinne des Uhrzeigers, gleichzeitig verschiebt sich aber auch die Richtung der großen Achse a im entgegengesetzten Sinne in rund 110 000 Jahren um 2π , so daß die Ebene E bezogen auf den Perihelpunkt P bereits in rund 21000 Jahren einen Umlauf vollführt; in dieser Zeit nimmt die Größe II um 360° zu.

c) Schließlich schwankt auch die Ebene der Erdbahn im Raume, so daß sich die Rotationsachse der Erde gegen die Bahnebene zu verneigen und aufzurichten scheint; daraus folgt eine Änderung der Ekliptik-schiefe ε mit einer mittleren Periode von rund 40000 Jahren. Bei der Berechnung der Strahlungsmengen kommen die veränderlichen Bahnelemente in der Form $e \sin II$ und ε vor. Diese Größen lassen sich für die Vergangenheit mit genügender Genauigkeit auf einige Jahrtausende durch Rechnung extrapolieren.

Der Einfluß dieser drei veränderlichen Bahnelemente auf die Strahlungsverhältnisse in einem bestimmten Punkt der Erde besteht in folgendem:

a) Der jahreszeitliche Gang der Bestrahlung ist zum größten Teil durch die Ekliptik-schiefe ε bedingt; eine Vergrößerung von ε bewirkt also eine Verstärkung der jahreszeitlichen Gegensätze, außerdem wird den hohen Breiten bei großem ε auch im Jahresmittel mehr zugestrahlt, in niedrigen Breiten dagegen weniger; ein größeres ε bedingt also eine Schwächung der Breitenunterschiede. Die Änderung der Ekliptik-schiefe wirkt auf beide Erdhalbkugeln gleichzeitig im selben Sinne. ε kann zwischen den Grenzen $21^\circ 58'$ und $24^\circ 36'$ schwanken (R. Spitaler benutzt nach älteren Berechnungen die Grenzwerte $20^\circ 34'$ und $27^\circ 48'$).

b) Die verschiedene Entfernung der Erde von der Sonne bedingt für jeden Punkt der Erde eine größere Zustrahlung im Perihel, eine geringere im Aphel.

c) Dieser Einfluß der veränderlichen Entfernung wird aber nur dann merklich, wenn die Exzentrizität genügend groß ist. Beim Maximalwert

$e = 0,0677$ verhält sich die Strahlung im Perihel zu der im Aphel wie 1,312:1. Die Jahresamplitude der Zustrahlung ist auch vom Abstand des Frühlingspunktes vom Perihel abhängig. Die Extreme treten ein, wenn das Sommersolstitium auf das Perihel bzw. nach 10000 Jahren auf das Aphel fällt. Im ersteren Falle erhält jeder Punkt der Nordhalbkugel übernormale Einstrahlung im Sommer, unternormale im Winter, die Jahresamplitude ist also verschärft. Auf der Südhalbkugel sind die Verhältnisse zur selben Zeit entgegengesetzt.

Zur Darstellung dieses komplexen Ganges der Strahlung hat Milankovitch (18, 19, 20) die Strahlungsmengen im Mittel von „kalorischen Halbjahren“, das ist im Mittel der 182,5 Tage, mit übernormaler und der übrigen Tage mit unternormaler Sonnenstrahlung berechnet. R. Spitaler (21, 22, 23) benutzt in seinen letzten Arbeiten auf gleiche Länge reduzierte Jahreszeiten.

Diese Rechnungen setzen keinerlei hypothetische Annahmen voraus, können also als exakt gelten; die Genauigkeit ist dadurch begrenzt, daß mit wachsendem Abstand von der Gegenwart die extrapolierten Erdbahnelemente unsicherer werden. Für die Zeit von einigen Jahrhunderttausenden bis höchstens einer Million Jahre scheint die Genauigkeit zur Berechnung der Extremzeiten auszureichen; Spitaler allerdings geht bis auf die Zeit 3000000 Jahre vor der Jetztzeit zurück.

Viel unsicherer ist die Interpretation solcher Strahlungskurven bei der Ableitung des Einflusses auf das Klima. Da die Schwächung der Strahlung durch die Atmosphäre nicht exakt zu erfassen ist, rechnet Milankovitch zum besseren Vergleich mit der Gegenwart die Strahlung in „Breitenäquivalente“ um, d. h. er gibt die Breite an, in welche ein Ort jeweilig verschoben werden müßte, damit sein mittlerer Strahlungsgeuß (Außenrand der Atmosphäre!) im Sommer- bzw. im Winterhalbjahr dem gegenwärtigen entspräche.

In Abb. 25 ist nach Milankovitch (19) eine solche Strahlungskurve für die Breite von 65° n. Br. wiedergegeben, gültig für die mittlere Sommerbestrahlung; die Winterbestrahlung verläuft — allerdings nur in grober Annäherung — spiegelbildlich, die Abweichungen sind durch die Schwankungen der Ekliptikschiefe ε bedingt. Die Epochen, welche ein Breitenäquivalent von mindestens 3° (Verschiebung um mindestens 3° nach N) ergeben, werden als Eiszeitvorstöße interpretiert und den bekannten alpinen Eiszeiten und deren Gliederungen gleichgestellt. Ähnliche Strahlungskurven hat R. Spitaler in seiner letzten Arbeit (22) veröffentlicht.

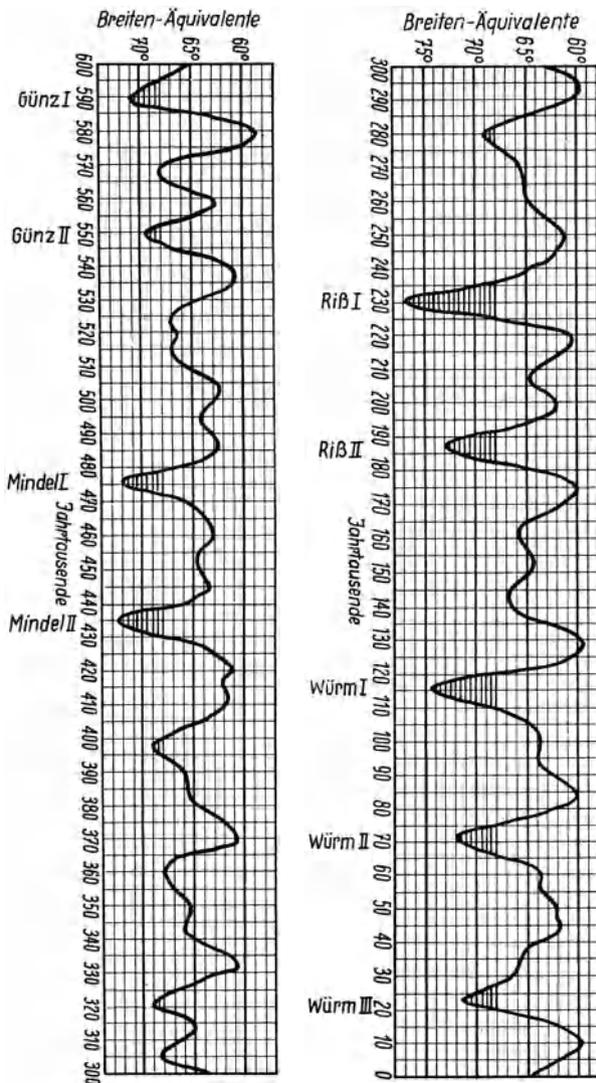


Abb. 25. Strahlungskurve (nach M. Milankovitch)

Aus der Abb. 25 läßt sich jedenfalls eine auffällige Analogie mit dem Ablauf und der Gliederung der aus geologischen Befunden bekannten Eiszeiten herauslesen. Verschiedene Glaziologen wie W. Soergel und B. Eberl haben sich der Erklärung der Eiszeiten unter Zugrundelegung

der Strahlungskurve und der daraus zu entnehmenden absoluten Chronologie mit Begeisterung angeschlossen. In verschiedenen Klima-Lehrbüchern wird die Interpretation der Strahlungskurve durch W. Köppen schlechthin als die Lösung des Eiszeitproblems dargestellt.

Es darf aber nicht verschwiegen werden, daß sich der überwiegende Teil der Geologen und Glaziologen dieser Theorie gegenüber ablehnend verhält. Es sei nur die Stellungnahme des Begründers der modernen Eiszeitforschung, A. Pencks (24), wohl des besten Kenners des gesamten Tatsachenmaterials der Vereisung in Europa, zitiert: Die Strahlungskurve gibt „kein Mittel zur Berechnung der Dauer der einzelnen Eiszeiten und hellt deren Natur als kalte Zeiten nicht auf“.

Unter diesen Umständen scheint es notwendig zu prüfen, ob nicht tiefgreifende Bedenken gegen die Erklärung durch Köppen vorliegen. Dieser geht von der Ansicht aus, daß für die Entwicklung von Eiszeiten die Perioden mit unternormaler Bestrahlung im Sommer (trotz übernormaler Bestrahlung im Winter) günstig sind. Das Klima soll dadurch mehr ozeanisch werden, es fallen mehr Niederschläge — insbesondere im Winter bei höherer Temperatur — während die kühlen Sommer die Eisschmelze abschwächen. Maßgebend für die Entwicklung von Eiszeiten ist somit nach Köppen eine lange Serie kühler Sommer.

Daß diese Ansicht nicht selbstverständlich ist, ergibt sich daraus, daß J. Croll, der schon in der Zeit 1864—1889 in einer Reihe von Aufsätzen die Erdbahnelemente — allerdings in unvollkommener Form — zur Erklärung der Eiszeiten herangezogen hatte, gerade umgekehrt die Zeiten strenger Winter (trotz wärmerer Sommer) als maßgebend für die Bildung von Inlandeis ansah. Zugunsten dieser Ansicht könnte man anführen, daß nach allgemeiner Erfahrung die Wintertemperatur auf äußere Einflüsse stärker reagiert als die Sommer-temperatur, daß also höchstwahrscheinlich einem strengen Winter auch eine tiefere Jahrestemperatur entspricht.

In den Strahlungskurven von Milankovitch und Spitaler werden lediglich die Strahlungsmengen am Außenrand der Atmosphäre in Betracht gezogen, nicht aber die veränderliche Beeinflussung durch die Atmosphäre, etwa durch eine geänderte Bewölkung; vor allem aber müßten geänderte Strahlungsbedingungen auch eine Änderung der allgemeinen Zirkulation mit ihrem Wärme- und Wasserdampftransport von niederen zu höheren Breiten zur Folge haben und auch einen geänderten Luftaustausch zwischen Meer und Kontinent.

Es ist nicht streng richtig, daß unternormale Bestrahlung im Sommer mit übernormaler Bestrahlung im Winter auf den Kontinenten ein mehr

ozeanisches Klima bewirkt; denn ein solches kommt nur durch einen lebhafteren Luftaustausch zwischen Meer und Kontinent zustande. Wird infolge einer Änderung der Erdbahnelemente einem Orte in höheren Breiten im Winter mehr Wärme zugestrahlt als gegenwärtig, so wird der meridionale Temperaturgradient und zugleich auch der meridionale Druckgradient kleiner, die allgemeine Zirkulation wird schwächer und es wird weniger Wärme und weniger Wasserdampf in höhere Breiten verfrachtet. Es ergeben sich also in höheren Breiten vielleicht sogar geringere Niederschläge und eine geringere Bewölkung, also auch eine stärkere Ausstrahlung; die ursprüngliche Temperaturerhöhung infolge günstigerer Zustrahlung wird also durch die verstärkte Ausstrahlung und die geschwächte Advektion wohl zum großen Teil kompensiert.

Eine unternormale Bestrahlung im Sommer dagegen verstärkt den meridionalen Temperatur- und Druckgradienten, fördert also gegenüber der Jetztzeit die Zufuhr von Wärme und Wasserdampf aus niederen Breiten; die ursprüngliche Temperaturerniedrigung wird also durch die verstärkte Advektion etwas abgeschwächt, während die erhöhten Sommerniederschläge nicht als günstig für die Bildung einer Eisdecke in Betracht kommen.

Mit diesen Ausführungen soll lediglich gezeigt werden, daß auch eine andere Interpretation der Strahlungskurve als die Köppens plausibel erscheint. Daß die zeitliche Änderung der Verteilung der Strahlung auf der Erde auch in Schwankungen des Klimas zum Ausdruck kam, muß wohl angenommen werden; ob aber dieser Einfluß so groß ist, daß er schlechthin für das Entstehen und Vergehen von Eiszeiten verantwortlich gemacht werden kann, daß also die Strahlungskurve ein wahres Abbild der Eiszeiten bietet, darf wohl bezweifelt werden; herrscht doch nicht einmal über den Sinn dieses Einflusses einhellige Auffassung.

Als wesentliche Stütze für die Erklärung der Eiszeiten durch die Strahlungskurve von Milankovitch hat bisher das Auftreten eines Klimaoptimums in der postglazialen Zeit gegolten, welches mit dem Extremwert in der Strahlungskurve vor etwa 10000 Jahren in leidliche Beziehung gebracht werden kann, wenn man ein entsprechendes Nachhinken des Vegetationsbildes gegenüber den Klimaänderungen annehmen darf. Nachdem aber in Nordamerika von diesem Klimaoptimum nur Spuren festgestellt werden konnten, dürfte für das europäische Klimaoptimum kaum eine universell wirkende Ursache (Sonne) in Betracht kommen.

Auch die Annahme W. Köppens einer erheblichen Polverschiebung während der quartären Eiszeit ist, wie bereits erwähnt, vielfach auf Widerstand gestoßen. In Abb. 26 ist nach Köppen (9) die von ihm angenommene Verlagerung des Nordpoles eingezeichnet. Da bei fest-

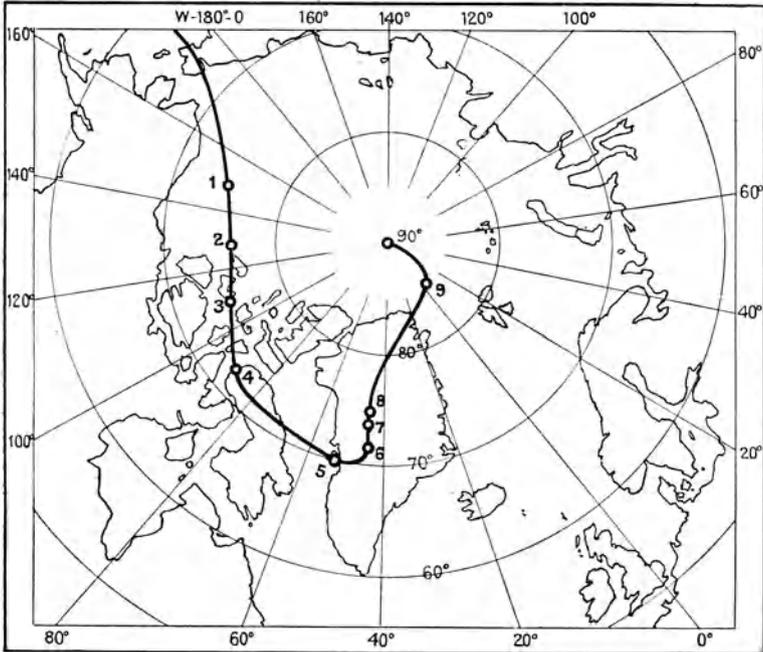


Abb. 26. Verlagerung des Nordpales vor und während der quartären Eiszeit (nach W. Köppen).
1 = Miozän, 2—4 = Pliozän (4 = Kansas), 5 = Günz, 6 = Mindel, 7 = Riß, 8 = Würm,
9 = Balt. Vorstoß

gehaltener Pollage die mittleren Breiten gegenwärtig einer Eiszeit näher wären als einer Interglazialzeit, hat Köppen für die Zeit 15000 bis 5000 Jahre vor der Jetztzeit eine Polverschiebung von nicht weniger als 5 Breitengrade angenommen, das macht 55 m pro Jahr! (Köppen berechnet irrtümlich 5,5 m pro Jahr.) Eine so rasche Änderung der Pollage kann wohl schlechthin als unmöglich bezeichnet werden. Wenn man nur eine sehr langsame Polverschiebung relativ zu Europa in angenähert konstanter Richtung für einigermaßen wahrscheinlich hält, dann müßte der Pol nicht nur während der Quartärzeit, sondern auch schon einige Millionen Jahre vorher nicht weit von seiner jetzigen Lage gelegen sein. Dann wären aber aus einer nach rückwärts verlängerten Strah-

lungskurve nicht nur die vier Eisvorstöße in der diluvialen Eiszeit, sondern eine ganze Reihe von Eiszeiten abzuleiten, für die keinerlei gesicherte geologische Befunde vorliegen.

Für die überaus rasche Polverschiebung während des Diluviums, wie sie in Abb. 26 dargestellt ist, glaubte W. Köppen eine Stütze darin zu finden, daß einerseits angeblich bereits vor der Günzeiszeit in Nordamerika zwei Eiszeiten festzustellen waren, die sich in Europa noch nicht bemerkbar machten, und weiter, daß die Nordküste Asiens eisfrei blieb; beide Annahmen wurden aber in letzter Zeit berichtigt (vgl. S. 136 und Abb. 23), so daß kein äußerer Anlaß mehr vorliegt, der eine erhebliche Polverlagerung während des Diluviums nahelegen würde.

Schließlich sei noch auf eine Schwierigkeit hingewiesen, der die Klimatologen hilflos gegenüberstehen. Die Strahlungskurven von Milankovitch einerseits, Spitaler andererseits weichen so stark voneinander ab, daß kaum mehr als eine äußerliche Ähnlichkeit bestehen bleibt. Nachstehend die Zeiten in Jahrtausenden vor der Jetztzeit, in welche von den beiden Forschern die vier alpinen Eiszeiten gestellt werden.

| | Günz | Mindel | Riß | Würm |
|------------------------|-----------|----------|---------|---------|
| Milankovitch | 592—543 | 478—429 | 236—183 | 118—25 |
| Spitaler | 1350—1150 | 1000—800 | 600—450 | 250—150 |

Spitaler berechnet die „mittlere Strahlung“ als Mittelwert zwischen Sonnenaufgang und Sonnenuntergang, während Milankovitch in der allgemein üblichen Weise den Mittelwert für 24 Stunden bestimmt; dieser Unterschied dürfte aber wohl kaum die großen Unterschiede in den zeitlichen Abständen der Extremwerte (Eiszeiten) bedingen. Beide Reihen können nicht gleichzeitig richtig sein und es wäre für die Beurteilung der ganzen Eiszeittheorie von Wichtigkeit, wenn die Ursache dieser auffälligen Diskrepanz klargestellt werden könnte.

5. Eiszeiten in der Antarktis

E. v. Drygalski (25) und vor allem W. Meinardus (26) haben mit allem Nachdruck betont, daß nach ihrer Ansicht eine verstärkte Vereisung in der Antarktis, wie sie während der Eiszeit vorhanden war, nur durch eine verstärkte Zufuhr von Wasserdampf, also durch eine verstärkte Zirkulation und Erhöhung der Temperatur in hohen Breiten erklärt werden könne. Meinardus schätzt, daß die Höhe der Eisbarriere am Außenrand des Inlandeises etwa doppelt so groß war wie jetzt, und schließt, da die Fließgeschwindigkeit des Eises mit \sqrt{z} (z = Schicht-

dicke) zunimmt, daß der Eistransport von innen nach außen damals etwa 2,8mal so groß wie heute gewesen sein müsse. Daraus müßte gefolgert werden, daß auch der mittlere Niederschlag während der Eiszeit entsprechend größer war, und zwar nach der Schätzung von Meinardus etwa 110 mm gegenüber dem Jetztwert von 40 mm.

Wenn tatsächlich in der Antarktis die Eiszeiten mit verstärkter Zirkulation aufgetreten sind, dann müßte diese Beziehung wohl auch für die Nordhalbkugel gelten, das widerspricht aber völlig der allgemeinen Ansicht. So wurden gegen die Hypothese von Drygalski und Meinardus verschiedene Einwände erhoben. A. Penck (27) möchte die Ursache einer größeren Vereisung der Antarktis eher in einer Stauung der Eismassen am Rande erklären, also durch ein Abbremsen der Fließbewegung, bedingt dadurch, daß in der Eiszeit der Wasserspiegel des Meeres gesenkt und der Schelf rings um die Antarktis zum Teil freigelegt war; allerdings ist die in Betracht kommende Schelfzone recht schmal.

Auch F. Nölke (28) denkt an eine Beeinflussung der Fließgeschwindigkeit: Diese Geschwindigkeit ist nicht nur vom Druck, d. h. von der Mächtigkeit der Eisschicht abhängig, sondern auch von der Temperatur; eine Erniedrigung derselben vermindert die Plastizität des Eises, setzt also *ceteris paribus* die Strömungsgeschwindigkeit herab. Falls diese Wirkung in der Eiszeit groß genug war, wäre es möglich, daß trotz der doppelten Höhe der Eisbarriere die tatsächliche Eisausfuhr doch noch kleiner war als heute und damit auch die Niederschläge.

Wenn — wie in der Antarktis — auch die Sommertemperaturen unter 0° liegen, gibt es grundsätzlich zwei Möglichkeiten, welche zu einer größeren Vereisung führen könnten: Verstärkte Wasserdampfzufuhr, größerer Niederschlag, trotz höherer Temperatur, wenn man annehmen darf, daß die Fließgeschwindigkeit durch die höhere Temperatur nicht merklich erhöht wird; oder Temperaturabnahme, trotz vermindertem Niederschlag, falls eine Temperaturerniedrigung die Fließgeschwindigkeit erheblich herabsetzt (auf S. 167 wird dieser Zusammenhang nochmals zur Sprache kommen).

Übrigens ist man nicht berechtigt, den gegenwärtigen Wasserhaushalt in der Antarktis als ausgeglichen anzusehen; die Vergletscherung nimmt gegenwärtig ab und manche sind der Ansicht, daß die derzeitige Vergletscherung noch als Eiszeitrelikt anzusehen ist. Gegenwärtig wird mehr Wasser ausgeführt als der Niederschlag nachliefert; man kann also im Sinne von Meinardus sagen, daß infolge verringerter Zirku-

lation jetzt zu wenig Niederschlag fällt; man könnte aber auch behaupten, daß infolge einer Temperaturerhöhung die Strömungsgeschwindigkeit des Eises zu groß geworden sei, um das Gleichgewicht aufrechtzuerhalten.

6. Eiszeittheorie von G. C. Simpson

Die eben skizzierten zwei Möglichkeiten, verstärkter Niederschlag trotz Temperaturerhöhung oder Temperaturerniedrigung trotz vermindertem Niederschlag, wurden in eingehender Weise von G. C. Simpson (1) diskutiert. Ausgehend von einer Periode geringer Zustrahlung, also niedriger Temperatur und geringen Niederschlags, prüft Simpson die Wirkungen einer wellenförmig schwankenden Strahlung, die zuerst bis zu einem Maximum zu- und dann wieder bis zum Ausgangswert abnehmen soll. Bei zunehmender Strahlung wird die Oberflächen-temperatur der Erde — insbesondere in den Tropen — ansteigen, gleichzeitig auch der meridionale Temperaturgradient und die Intensität der allgemeinen Zirkulation; höhere Temperatur und verstärkte Zirkulation begünstigen die Verdunstung, Bewölkung und Niederschlag werden zunehmen. Beim neuen Gleichgewicht ist die mittlere Temperatur der Erde etwas erhöht, aber wegen Zunahme der Bewölkung weitaus nicht in dem Ausmaß, das nach dem Strahlungsgesetz für schwarze Körper zu erwarten wäre. Die stärkere Bewölkung wirkt auch im Sinne einer Dämpfung der Temperaturunterschiede zwischen hohen und niederen Breiten und zwischen Land und Meer.

Das Wesentliche der Theorie Simpsons ist aus Abb. 27 zu ersehen. Wenn die Strahlung von O_1 bis zum Maximum bei M zu- und dann wieder zum Minimum bei O_2 abnimmt, wird auch die Temperatur und mit der Verdunstung gleichzeitig auch der gesamte Niederschlag (Kurve I) diesem Strahlungsgang angenähert parallel gehen. Bei A_1 möge die Sommertemperatur den Wert von 0°C übersteigen; von hier an nimmt der Niederschlag in fester Form (Kurve II) langsamer zu als der gesamte Niederschlag, der Schneefall erreicht bei zunehmender Temperatur bereits bei C_1 sein Maximum und möge bis E_1 , bis zur Zeit, in welcher auch das Winterminimum der Temperatur über 0° steigt, auf den Nullwert sinken.

Von O_1 bis A_1 wirkt nur die Verdunstung der Schneeanhäufung entgegen, von A_1 bis M kommt in immer höherem Ausmaß die Schneeschmelze dazu (Kurve III). Die Differenz der Kurven II und III (Kurve IV) stellt die jährliche Zunahme der Eisdecke unter der Vor-

aussetzung dar, daß kein Eis aus dem Innern des Eiskuchens gegen seine Ränder hin abströmt. Die Eisanhäufung erreicht bei B_1 ihr Maximum, bei D_1 halten sich Schneefall einerseits, Verdunstung und Schneeschmelze andererseits das Gleichgewicht und bei weiterer Temperaturzunahme überwiegt die Ablation, die Dicke des Eises nimmt wieder ab. Dauert die Zeit stärkerer Einstrahlung lange genug, so kann in der Zeit nach D_1 die ganze Eisdecke verschwinden, es beginnt eine warm-feuchte Interglazialzeit.

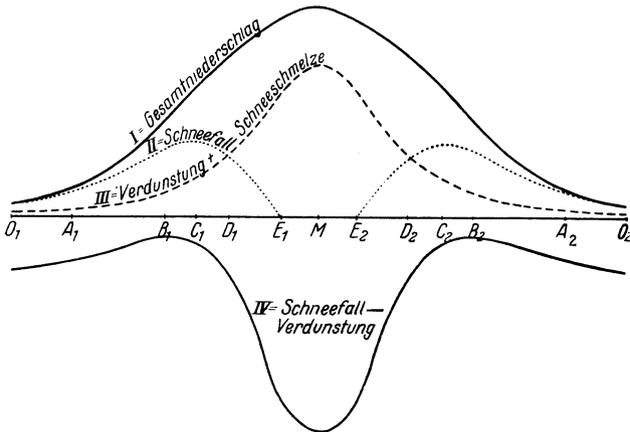


Abb. 27. Säkulare Änderung der Eisbedeckung nach der Theorie von G. C. Simpson

Sinkt die Strahlung wieder von ihrem Höchstwert bei M ab, so beginnt bei E_2 der erste Schneefall, bei D_2 halten sich Schneefall, Verdunstung und Schneeschmelze das Gleichgewicht und in der Folgezeit bleibt der Schnee zum Teil liegen; die jährliche Zunahme der Eisdecke erreicht in B_2 ihr Maximum, dann wächst die Eisdecke immer langsamer bis zum Minimum der Einstrahlung in O_2 .

Daß die Epochen um O_1 und O_2 nach Simpson kalte trockene Interglazialzeiten vorstellen sollen, ist aber ohne weiteres nicht einzusehen. Hier erreichen zwar Temperatur, Niederschlag und Verdunstung ihren Mindestwert, aber wenn es sich nicht um ein ausgesprochen trockenes Gebiet der Erde handelt, wird auch bei sehr geringem Niederschlag die Verdunstung wegen der niedrigen Temperatur doch noch geringer sein als der Niederschlag. Die Eisanhäufung wird daher bei O_1 und O_2 zwar ihr Minimum erreichen, das aber immer noch positiv bleibt.

Sollen hier eisfreie Interglazialzeiten entstehen, so muß wohl das Ausströmen des Eises vom Kern der Vereisung gegen seine Ränder hin

berücksichtigt werden. Wenn die Klimaschwankung sehr langsam abläuft, kann angenähert stationäres Gleichgewicht angenommen werden, einer größeren jährlichen Eisanhäufung entspricht dann mit geringer Verzögerung ein verstärkter Abfluß des Eises, so daß das Maximum der Eisdecke sehr bald nach dem Maximum der Eisanhäufung bei B_1 und B_2 eintritt.

Eisfrei kann aber der Boden trotzdem nicht bei O_1 und O_2 werden, weil die Strömungsgeschwindigkeit des Eises bei einer gewissen geringen Mächtigkeit wegen der Bodenreibung schließlich auf den Nullwert sinkt. Die restliche Toteisdecke kann bei den angenommenen tiefen Temperaturen nicht abschmelzen, sondern müßte durch Verdunstung verschwinden, was aber sehr unwahrscheinlich ist; denn ein geringer Niederschlag bleibt auch bei O_1 und O_2 bestehen, und da die Temperatur einer Eisdecke infolge Ausstrahlung meist unter der Lufttemperatur liegt, wäre eher Sublimation zu erwarten. Wohl aber kann die horizontale Ausdehnung dieses Inlandeises zur Zeit O_1 und O_2 zurückgehen: Mit abnehmender Temperatur rückt zwar die Grenze zwischen innerem kalten Nähr- und äußerem wärmeren Zehrgebiet nach außen, andererseits ist aber die Breite der Schmelzzone nicht nur von der Ablation (vor allem also von der Temperatur), sondern auch vom Eistransport abhängig. Hört letzterer bei abnehmender Temperatur ganz auf, verschiebt sich aber gleichzeitig die Grenze der Eisschmelze nicht bis zum Außenrand des Inlandeises, so wird die Ausdehnung der Eisdecke etwas kleiner; inwieweit sich diese Voraussetzungen in der Natur erfüllen können, bleibt zweifelhaft; vor allem ist keine Rücksicht darauf genommen, daß bei sinkender Temperatur auch die Fließgeschwindigkeit des Eises abnimmt. Offenbar läßt sich die Frage, unter welchen Umständen bei abnehmender Temperatur Eisfreiheit auftritt, gar nicht allgemein beantworten, da hier örtliche Bedingungen mit hineinspielen; jedenfalls gibt es Gebiete auf der Erde, wo trotz der tiefen Temperatur (in Nordgrönland auch im Sommer) der Niederschlag zur Gletscherbildung nicht ausreicht.

So stellt die Theorie Simpsons zwar eine grundsätzlich mögliche Abwandlung des Klimas und der Eisbedeckung dar, ob aber die quartäre Eiszeit tatsächlich nach diesem Schema abgelaufen ist, bleibt noch zu prüfen. Der einleuchtendste Beweis bestünde darin, daß in jenen Gebieten, in welchen gegenwärtig trotz sehr tiefer Temperatur keine Vergletscherung zustande kommt, Spuren von Eiszeiten festgestellt werden könnten, deren Entstehung auf Zeiten höherer Temperatur und stärkerer Zirkulation fällt; so müßten nach der Theorie

Simpsons die in Nordsibirien gefundenen Gletscherspuren nicht in einer allgemeinen Eiszeit, sondern in einer feuchteren und wärmeren Zeit als jetzt gebildet worden sein; dieser Frage aber ist noch niemand nähergetreten.

Simpson suchte, um die Anwendbarkeit seiner Theorie auf die quartäre Eiszeit nachzuweisen, glaubhaft zu machen, daß tatsächlich die Interglazialzeiten abwechselnd kalt-trocken und feucht-warm waren. Die lange M-R-Zwischeneiszeit soll nach Simpson kalt und trocken gewesen sein, dagegen das Günz-Mindel- ebenso wie das Riß-Würm-interglazial warm-feucht. Die Gegenwart und wohl auch die Zeit vor der Günzeiszeit sollen kalte trockene Interglazialzeiten darstellen.

Simpson versuchte den verschiedenen Klimacharakter der M-R- und der R-W-Zwischeneiszeit durch eine Reihe von geologischen Befunden zu belegen; wie aber auf S. 141 ff. näher ausgeführt ist, konnten seine Schlußfolgerungen nicht bestätigt werden, insbesondere fällt der Hauptzeuge für ein warmes R-W-Interglazial, das *Rhododendron ponticum* in der Höttinger Breccie, in das angeblich kalt-trockene M-R-Interglazial.

Wenn Simpson konsequenterweise die beiden geologisch festgestellten Pluvialzeiten in die feucht-warmen G-M- und R-W-Interglaziale stellt, so erhebt sich gegen diese Annahme das Bedenken, daß bei verstärkter Zirkulation gerade die jetzigen Trockengebiete, in welchen die Pluvialzeiten nachgewiesen wurden, noch trockener werden, weil hier mit der allgemeinen Zirkulation auch die absteigende Luftbewegung verstärkt ist.

Abgesehen davon müßte die Theorie Simpsons noch in einem anderen Punkte abgeändert werden, um zur Erklärung der tatsächlich abgelaufenen Eiszeit verwendet werden zu können: Nach dem übereinstimmenden Urteil aller Geologen sind die Eiszeiten seltene Ausnahmestände; weniger als 1% der einigermaßen besser bekannten geologischen Vorzeit ist durch eiszeitliche Spuren belegt, alle übrigen 99% müssen als warm und wohl auch feucht bezeichnet werden. Als primäre Ursache für den Beginn einer Eiszeit müßte daher auf jeden Fall eine Schwächung der Wärmezufuhr angenommen werden; bei allmählich abnehmender Temperatur kann sich, wie Simpson gezeigt hat, ein Optimum der Eisbildung einstellen, bei weiterer Abnahme der Sonnenstrahlung und der Oberflächentemperatur sinkt die Eisanhäufung, es bildet sich schließlich, wie oben auseinandergesetzt wurde, Toteis und die horizontale Ausdehnung des Inlandeises kann vielleicht unter Umständen abnehmen; auf die quartäre Eiszeit paßt aber das Schema Simpsons mit den abwechselnd warm-feuchten und kalt-trockenen Interglazialzeiten nicht.

7. Die Möglichkeit eisfreier Polarmeere

Die Temperaturunterschiede zwischen Interglazialzeiten und Eiszeiten sind in mittleren Breiten überraschend groß, etwa 15°C ; noch größer ist die Temperaturschwankung höherer Breiten zwischen dem warmen Fröhertär und einer Eiszeit. Es fragt sich, wie groß die primäre Temperaturenniedrigung gewesen sein mußte und welcher Anteil der festgestellten Temperaturschwankung lediglich als sekundäre Wirkung der allmählich entwickelten Eiskappe anzusehen ist. Für die Erklärung der Eiszeiten wäre es eine große Erleichterung, wenn gezeigt werden könnte, daß nur eine sehr geringe primäre Abkühlung notwendig ist, weil dann nicht nach einer besonders wirkungsvollen äußeren Ursache gesucht werden müßte.

F. v. Kerner-Merilaun (29) untersuchte die Frage, ob unter den gegenwärtigen Verhältnissen ein eisfreies Nordpolarmeer möglich wäre, und findet, daß auf einer völlig mit Wasser bedeckten Erde bei gleichen Strahlungsverhältnissen wie den gegenwärtigen die Jahrestemperatur an den Polen nur wenig (1 bis 2°) unter 0°C herabsinken würde, so daß — mit Rücksicht auf die Gefriertemperatur des Meerwassers — auch die Pole eisfrei sein könnten. Freilich muß eine solche Rechnung sehr unsicher bleiben, denn im Falle einer vollständigen Wasserbedeckung würden sich so viele Umstände gegenüber den jetzigen ändern, daß man nicht erwarten darf, aus der gegenwärtigen Temperaturverteilung auch nur angenähert auf den Zustand völliger Wasserbedeckung extrapolieren zu können. Luftbewegung, Verdunstung, damit aber auch Bewölkung wären auf einer wasserbedeckten Erde anders; auch die Intensität der Meeresströmungen, die notwendigerweise zwischen einem warmen Äquator und den kühleren Polen bestehen bleiben, lassen sich nicht ohne Kenntnis der damaligen Meerestiefe angeben und ebenso auch nicht ihr Einfluß auf die Verteilung der Oberflächentemperaturen.

Wichtiger für die Beurteilung der Eiszeiten ist die Beantwortung der Frage, wie stark die Temperatur primär sinken müßte, damit sich ein völlig eisfreies Polarmeer gänzlich mit Eis bedecken könnte. In einer interessanten Überschlagsrechnung zeigte C. E. P. Brooks (30), daß nur eine sehr geringe aber genügend lange anhaltende Unterschreitung des Gefrierpunktes an den Polen unter Umständen zu einer ausgedehnten Eisbedeckung führen kann:

Angenommen sei ein Polarmeer, dessen Zentrum (Pol) eine Temperatur knapp über dem Gefrierpunkt des Wassers habe, während die Temperatur vom Zentrum nach auswärts — entsprechend dem meri-

dionalen Temperaturgefälle — linear zunehmen soll. Eine kleine einheitliche Temperaturabnahme Δt würde dann die Bildung einer Eisdecke bewirken, deren anfängliche Ausdehnung bis zu dem Kreise reicht, in welchem der Betrag der allgemeinen Temperaturerniedrigung Δt der meridionalen Temperaturzunahme gleichkommt.

Aber diese Eisdecke übt eine zusätzlich abkühlende Wirkung aus, nicht nur auf die Luft über der Eisdecke selbst, sondern auch ein Stück weit über ihren Rand hinaus, so daß die Eisdecke aus diesem Grunde weiter wachsen muß. Gleichgewicht wird erreicht, wenn die ursprüngliche allgemeine Temperaturerniedrigung zusammen mit der abkühlenden Wirkung der Eisdecke am Rande derselben gleich ist dem normalen Temperaturanstieg gegen niedrigere Breiten infolge des meridionalen Temperaturgefälles. Wenn man annehmen darf, daß die abkühlende Wirkung der Eisdecke an ihrem Rande proportional ihrer Fläche ist, bzw. proportional R^2 (R = Radius, ausgedrückt in Breitengrade), während die ursprünglich lineare Temperaturzunahme gegen den Äquator hin gegeben sei durch $h \cdot R$, dann tritt bei kleiner anfänglichen Abkühlung Instabilität ein: Mit zunehmender Größe der Eisdecke wächst auch die abkühlende Wirkung am Rande, letztere überwiegt immer mehr den normalen Temperaturanstieg gegen den Äquator hin, so daß die Eisdecke immer weiter anwachsen müßte.

In Wirklichkeit aber findet Brooks auf Grund der gegenwärtigen Temperaturverteilung in hohen Breiten im Innern eines Kontinents und an seinen Küsten, daß die Abkühlung einer winterlichen Schneedecke nicht einfach proportional R^2 , die Wirkung pro Flächeneinheit also nicht konstant ist, sondern bei etwa $R = 7$ Breitengrade am größten ist, um bei kleinerem R , vor allem aber bei größerem R abzusinken. Ist einmal $R = 10^0$, so bleibt bei weiterer Zunahme von R die abkühlende Wirkung am Rande fast ungeändert. Es genügt zur angenäherten Beurteilung, nur jene Eis- oder Schneefläche zu berücksichtigen, welche innerhalb eines um den betreffenden Randpunkt gezogenen Kreises vom Radius $R = 10^0$ liegt.

Geht man mit Brooks von einer ursprünglichen Temperaturverteilung aus, die im Mittelpunkt des Polarmeeres (Pol) dem Gefrierpunkt des Wassers entspricht bei einer meridionalen Temperaturzunahme von $0,5^0$ C/Breitengrad (ungefähr entsprechend dem Temperaturgefälle zwischen 80^0 und 90^0 n. Br. im Januar), so bewirkt eine einheitliche Abkühlung von $0,3^0$ C eine weitaus größere sekundäre Temperaturerniedrigung infolge der abkühlenden Wirkung einer entstehenden Eisdecke. Beträgt die Abkühlung einer Eis- oder Schneedecke von 10^0

Radius 25° C — diesen wohl allzu hohen Wert findet Brooks durchaus plausibel — so ergeben sich folgende Zahlenwerte:

| | | | | | | | | | |
|-----------------------------|-----|------|-----|-----|-----|------|------|------|------|
| R , Breitengrade | 0 | 1 | 3 | 5 | 8 | 10 | 15 | 20 | 25 |
| t_0 , °C | 0,0 | 0,5 | 1,5 | 2,5 | 4,0 | 5,0 | 7,5 | 10,0 | 12,5 |
| $\Delta t + A$, °C | 0,3 | 0,55 | 2,5 | 6,5 | 9,5 | 10,1 | 11,3 | 11,8 | 12,3 |

t_0 bedeutet die ursprüngliche Temperaturverteilung, Δt die angenommene einheitliche Abkühlung von 0,30° C und A die Abkühlung infolge der Eisdecke am jeweiligen Rande derselben. Es herrscht also z. B. im Abstände von 5° vom Zentrum (85° n. Br.) ursprünglich eine Temperatur von 2,5° über dem Gefrierpunkt des Wassers. Hat sich aber die Eisdecke bis zu diesem Punkt ausgedehnt, so kommt hier zur einheitlichen Abkühlung von 0,30° noch eine sekundäre durch die Eisdecke von 6,2° dazu, so daß die gesamte Abkühlung 6,5° beträgt und die Temperatur hier 4° unter dem Gefrierpunkt sinkt, die Eisdecke wächst also weiter. Erst wenn die Eisdecke bis auf 65° Breite (25° Abstand vom Pol) angewachsen ist, bleibt die Temperatur am Eisrand knapp über dem Gefrierpunkt.

Wenn auch naturgemäß diese Zahlenwerte keinen Anspruch auf große Sicherheit machen können, da sie auch von Faktoren abhängen, die in die Rechnung nicht einbezogen werden konnten, so ergibt sich doch zweifellos die Tatsache eines labilen Zustandes im Bereich des Gefrierpunktes. Brooks hält es auch für durchaus möglich, daß seit der Eiszeit das Eis im nördlichen Polarmeer mehrmals ganz verschwunden sein könnte, vor allem in der Zeit des Klimaoptimums der postglazialen Zeit. Nach seiner Schätzung wäre hierzu nur eine lang genug anhaltende Erhöhung der Temperatur von weniger als 5° C nötig gewesen, die aber dann eine weitere Temperaturerhöhung zur Folge gehabt hätte, so daß z. B. die Jahrestemperatur in Spitzbergen über 0° C angestiegen wäre.

Mit Rücksicht auf den gegenwärtigen starken Rückzug des Polareises und die auffällige Erhöhung der Wassertemperatur in hohen Breiten, ist die Vermutung Brooks' von besonderem Interesse, daß auch in historischer Zeit (zwischen dem 5. und 10. oder 11. Jahrhundert) das Polarmeer möglicherweise eisfrei gewesen sei. Denn O. Petterson (zitiert nach Brooks) bespricht historische Berichte aus jener Zeit, in welcher von den Fahrten der Normannen von Island zur Ostküste Grönlands und dieser folgend zur Westküste Grönlands die Rede ist, ohne daß in den zahlreichen Beschreibungen je das Vorhandensein von Meereis erwähnt würde. Während Petterson meint, daß das Eis damals nicht so weit nach Süden reichte, hält es Brooks für möglich,

daß das Polarbecken damals überhaupt eisfrei war; denn es scheinen hier nur zwei stationäre Zustände möglich zu sein, entweder vollständige Eisfreiheit oder eine vollständige Eisbedeckung, die bis an die Küsten der umrandenden Kontinente reicht.

8. Versuch einer neuen Erklärung der Eiszeiten

Es besteht wohl kein Zweifel, daß das Problem der Entstehung der Eiszeiten bisher noch keine allgemein anerkannte Lösung gefunden hat; gegen jede der hier erörterten Theorien liegen wesentliche Bedenken vor und in noch höherem Maße gilt dies für die vielen anderen hier nicht behandelten Theorien. So muß die Forderung erhoben werden, nach weiteren Möglichkeiten Umschau zu halten, obwohl es wenig verlockend ist, den rund 50 bisherigen Theorien eine 51. anzufügen. Nun scheint es, daß das Problem der Eiszeiten durch Heranziehung der radioaktiven Erscheinungen einer wirklichen Lösung zugeführt werden kann, und auf derselben Grundlage würde sich dann auch das warme, noch in hohen Breiten fast subtropische Klima vergangener geologischer Epochen erklären lassen.

Grenzt man in einer Eisdecke ein inneres Kerngebiet vom äußeren Rande ab, so gilt im Falle stationären Gleichgewichts folgende Gleichung: $N - V - S = F$ (N = fester Niederschlag, V = Verdunstung, S = Eisschmelze innerhalb des abgeschlossenen inneren Teiles, F = Abfluß durch die Grenzfläche). Ist der Abfluß F größer bzw. kleiner als die durch die Zusammenwirkung von festem Niederschlag, Verdunstung und Eisschmelze bedingte Eisanhäufung, so nimmt die Schichtdicke des Eises im Kerngebiet ab bzw. zu.

Nun wird die Fließgeschwindigkeit des Eises erheblich größer, wenn an der Unterseite des Eises die Schmelztemperatur erreicht wird. M. Lagally (31) sagt: „Die Versuche haben ergeben, daß auch bei niedrigen Temperaturen (bis $-27,6^{\circ}$) die Fließgeschwindigkeit plötzlich außerordentlich stark zu wachsen beginnt, wenn der Schmelzdruck erreicht wird.“ Für die Strömungsgeschwindigkeit eines Gletschers ist es also von wesentlicher Bedeutung, ob die Eismasse in ihrer ganzen Dicke eine Temperatur unter dem Schmelzpunkt aufweist oder ob sie wenigstens an ihrer Unterseite, dort wo sie auf der felsigen Unterlage aufliegt, Schmelztemperatur erreicht. Im ersteren Falle handelt es sich nach Lagally um einen „kalten Gletscher“, der am Untergrund festgefroren ist und dessen Strömungsgeschwindigkeit wegen der erhöhten Bodenreibung jedenfalls ganz wesentlich kleiner ist als im zweiten Falle.

Genauere Zahlenangaben über die Unterschiede der Strömungsgeschwindigkeit von „kalten Gletschern“ und solchen, die an der Unterseite abschmelzen, liegen leider noch nicht vor. Dies ist dadurch erklärlich, daß die meisten Alpengletscher nicht nur im Bereich ihrer Zungen, sondern auch in ihren mittleren Teilen an ihrer Unterseite Schmelztemperaturen aufweisen. Nur die oberen Teile der Firnfelder in den Alpen scheinen am Untergrunde festgefroren zu sein, vor allem die steilen Eisfelder oberhalb des Bergschrundes.

Über die Verhältnisse in einem „kalten Gletscher“ sind wir durch die Stollenbauten orientiert, die während des Weltkrieges in hochgelegenen Gletschern ausgeführt wurden und über die R. v. Klebelsberg (32) sehr anschaulich berichtete: Während sich die Stollen, die unterhalb des Bergschrundes gebaut wurden, sehr bald infolge der Eisbewegung deformierten, war im Bereich des Bergschrundes das Eis mit dem Untergrund gleichsam verwachsen. „Nirgends konnte von einer Gleit- oder sonstigen Bewegung des Eises an der Felsoberfläche zur Tiefe die Rede sein, allgemein war das Eis fest am Fels angefroren.“ An zahlreichen Bildern konnte v. Klebelsberg zeigen, „wie außerordentlich langsam und stetig die Gletscherbewegung vor sich gehen kann“.

Daraus muß man schließen, daß die Fließgeschwindigkeit eines Gletschers nahezu auf den Nullwert absinkt, wenn sich die untere Grenze des Gletschers aus irgendeinem Grunde unter 0° C abkühlt. Die beobachteten Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeit von Alpengletschern sind fast ausschließlich auf Änderungen der Schichtdicke, also des Druckes, zurückzuführen, während sich der Einfluß der Eisschmelze an der Unterseite der Eismasse kaum bemerkbar macht, weil hier die Temperatur dauernd auf 0° bleibt.

Es gibt drei Ursachen, welche die Temperatur an der Unterseite einer Eismasse beeinflussen können:

a) Erhöht sich die äußere Lufttemperatur im Jahresmittel für längere Zeit, so rückt der Bereich mit Schmelztemperaturen an der Unterseite in größere Seehöhen vor, die Strömungsgeschwindigkeit wird größer und die Gletschermasse nimmt ab.

b) Größeren Einfluß hat die Mächtigkeit einer Eisdecke. Der Wärmestrom q , der aus dem Erdinnern gegen die Erdoberfläche gerichtet ist (rund $50 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{Jahr}$), ist bedingt durch die Temperaturzunahme nach innen von rund 3° je 100 m und durch das Wärmeleitvermögen der Gesteine. Da auch für Eis das Wärmeleitvermögen ungefähr so groß ist wie für feste Gesteine, ergibt sich auch in einer Eisauflage eine Temperaturzunahme nach unten von rund 3° je 100 m, sofern die Schmelz-

temperatur im Eis nicht erreicht wird, also in einem „kalten Gletscher“. Ist z. B. die Oberflächentemperatur des Eises im Mittel -3°C , so kann ein „kalter Gletscher“ bis zu 100 m dick sein. Wird die Eisauflage größer, so tritt an der Unterseite Eisschmelze ein, die Strömungsgeschwindigkeit beginnt — abgesehen vom Einfluß des erhöhten Druckes — nach Lagally „plötzlich außerordentlich stark zu wachsen“ und die Mächtigkeit des Eises verringert sich wieder, bis die Temperatur an der Unterseite des Eises unter den Gefrierpunkt sinkt. Herrscht an der Oberfläche eine mittlere Jahrestemperatur $< 0^{\circ}$, an der unteren Begrenzung des Eises dagegen Schmelztemperatur, so besteht nach K. Wegener (33) im Eis lineares Temperaturgefälle $\leq 3^{\circ}$ je 100 m; ein Teil des Wärmestromes q wird zur Eisschmelze verbraucht, im Grenzfall, wenn die ganze Eismasse die Temperatur 0° hat, wird der gesamte Wärmestrom q für die Eisschmelze verbraucht.

c) Den größten Einfluß auf die Temperaturverteilung in einer Eisschicht und damit auch auf die Strömungsgeschwindigkeit hat aber die Größe des Leitungsstromes q , der — wie gleich zu zeigen sein wird — im Laufe von geologischen Epochen höchstwahrscheinlich innerhalb sehr weiter Grenzen schwankt. Beträgt einmal dieser Wärmestrom nur die Hälfte des gegenwärtigen Betrages, also $25\text{ cal/cm}^2 \cdot \text{Jahr}$, so kann bei -3° Oberflächentemperatur und einer Temperaturzunahme nach innen von $1,5^{\circ}\text{C}$ je 100 m die Eisschicht auf den doppelten Betrag, nämlich auf fast 200 m Schichtdicke anwachsen, ohne auf der Unterseite die Schmelztemperatur zu erreichen. Bei kleinem Wert von q können sich in Gebieten, welche für eine Eisanhäufung günstig sind (Hochflächen mit Temperaturen unter 0°), auch bei geringem Überschuß des festen Niederschlags über Verdunstung und Abschmelzung mächtige Eisfelder bilden, die erst dann eine größere Strömungsgeschwindigkeit annehmen, wenn die Schichtdicke über den zugehörigen Grenzwert hinauswächst. Es ist wahrscheinlich, daß sich die Schichtdicke auf einen gewissen, vom Wert des Leitungsstromes q abhängigen Betrag einstellt, denn sobald diese Schichtdicke wegen übernormalen Abflusses unter den Grenzwert herabsinkt, friert das Eis wieder an der Unterlage fest, wodurch die Strömungsgeschwindigkeit stark abgebremst wird.

Ist die Eisdicke infolge eines kleinen Wertes von q entsprechend angewachsen, so kann sich das Eis von der Hochfläche auch bis ins ebene Vorland ausbreiten, ohne sogleich der Abschmelze zu verfallen, vielmehr wird mit zunehmender horizontaler Ausbreitung die abkühlende Wirkung der Eisdecke im Sinne von Kerner v. Merilaun und von C. E. P. Brooks immer größer, so daß im neuen Gleichgewichtszustand die Eis-

decke sehr weit über das ursprüngliche Quellgebiet hinausgewachsen ist. Bleibt dagegen bei größerem q die Schichtdicke des Eises klein, dann schmilzt der dünne Eisstrom bereits am Hange ab, bevor er überhaupt das ebene Vorland erreichen kann; eine größere horizontale Ausdehnung kommt nicht in Frage.

So scheint es möglich zu sein, das Eintreten einer Eiszeit aus einem besonders kleinen Wert des Wärmestromes q zu erklären. Daß sich dieser im Laufe von geologischen Zeiträumen innerhalb sehr weiter Grenzen ändern kann, ergibt sich aus folgendem:

Heute ist wohl allgemein anerkannt, daß dieser Wärmestrom zum größten Teil durch den Atomzerfall von radioaktiven Substanzen in der Erdkruste gespeist wird; auf diese Wärmeerzeugung geht eine neue Theorie zurück, welche das rhythmische Auftreten von Gebirgsbildungen nach langen Zeiten der Ruhe zu erklären versucht. J. Joly (34), A. Holmes (35) und andere folgern, wie L. Kirsch (36) berichtet, aus dem wahrscheinlichsten Gehalt an radioaktiven Substanzen im Erdinnern, daß die ständige Wärmeerzeugung durch radioaktiven Zerfall viel größer ist, als dem gegenwärtigen Wärmestrom aus dem Erdinnern entspricht. Es findet hier also eine Wärmeaufspeicherung statt, die zu einer teilweisen Aufschmelzung, wenigstens aber zu einer Erhöhung der Plastizität der Erdkruste führen muß. Die Folgen sind gewaltige Änderungen der Erdoberfläche, vor allem Auffaltungen von Gebirgen, verbunden mit vertikalen Bewegungen verschieden temperierter Gesteinspakete und mit ausgedehnten Decken-Basaltergüssen. Dadurch wird der aufgespeicherte Wärmevorrat verhältnismäßig rasch an die Erdoberfläche und in den Weltraum abgegeben, die Erdkruste verfestigt sich wieder und das Spiel beginnt von neuem.

Je nachdem man annimmt, daß an einem solchen „thermischen Zyklus“ nur die oberste Erdkruste beteiligt ist oder — was viel wahrscheinlicher ist — auch die tieferen radiumhaltigen Schichten, wird die Dauer eines solchen Zyklus auf 30 bis $50 \cdot 10^6$ Jahre bzw. 200 bis $300 \cdot 10^6$ Jahre geschätzt. Nun kennen wir vom Algonkium bis zum Tertiär vier große Perioden mit Gebirgsbildungen, die voneinander ungefähr $250 \cdot 10^6$ Jahre abstehen.

Schon vor langem ist aufgefallen, daß jeder dieser Faltungsperioden eine Eiszeit gefolgt ist: Auf die alpine Faltung im Tertiär, der außer den Alpen auch die Anden und das Himalaja-Gebirge ihre Entstehung verdanken, folgt die quartäre, auf die herzynische Gebirgsfaltung die permokarbonische Eiszeit; auch der präkambrischen Eiszeit ging eine lebhaft geologische Entwicklung voraus und dasselbe gilt schließlich

auch mit einiger Wahrscheinlichkeit für eine früheste spurenweise erkennbare Eiszeit.

C. E. P. Brooks (38) stellt diesen Zusammenhang zwischen Gebirgsbildung und nachfolgender Eiszeit schematisch durch die in Abb. 28 wiedergegebenen Kurvenzüge dar. Die nach aufwärts gehenden Spitzen der oberen Kurve sollen die Maxima der Gebirgsbildung, die nach unten gehenden Spitzen der ein wenig nach rechts verschobenen unteren Kurve

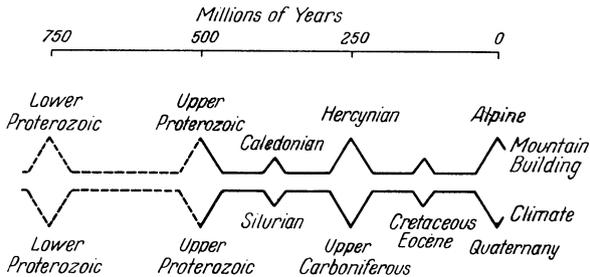


Abb. 28. Beziehung zwischen Gebirgsbildung und Vergletscherung (nach C. E. P. Brooks)

die darauf folgenden Eiszeiten darstellen. Freilich handelt es sich hier nur um ein grobes Schema; so ist der zeitliche Abstand zwischen dem Höhepunkt der tertiären Gebirgsfaltung und der quartären Eiszeit recht erheblich; nach der kaledonischen Gebirgsfaltung im Devon und Silur soll nach Brooks eine Zeit mit Bildung von Tal- und Vorlandgletschern gefolgt sein, die aber noch kaum allgemein anerkannt wird; und in den noch weiter zurückliegenden Zeiten konnten bisher die spärlichen Eiszeitspuren (Tillite) noch nicht so einwandfrei datiert werden, daß eine zeitliche Abfolge: Gebirgsbildung—Eiszeit gesichert wäre.

Wenn man sich aber auf die beiden letzten großen Gebirgsfaltungen beschränkt, die ja am besten bekannt sind, die alpine und herzynische, dann darf man wohl behaupten, daß in einigem Abstand nach dem Maximum einer Gebirgsfaltung, etwa zur Zeit des Abschlusses einer solchen Gebirgsbildung, eine relativ kurzfristige Eiszeit eingesetzt hat.

Ein physikalisch verständlicher Zusammenhang zwischen diesen beiden mächtigen Erscheinungen war aber bisher kaum herzustellen, zumal die Eiszeiten nicht gleichzeitig mit der Gebirgsbildung (etwa im Zusammenhang mit häufigen Vulkanausbrüchen) auftraten, sondern ihnen erst in beträchtlichem Abstände folgten. W. Ramsay (37) glaubte den Einfluß der Gebirgsbildung auf das Klima in einer abkühlenden Wirkung der Bodenerhebungen zu sehen. C. E. P. Brooks (38) ver-

suchte diesen Gedanken quantitativ zu entwickeln, gelangte aber — soweit ich beurteilen kann — nicht zu befriedigenden Schlüssen; vor allem bleibt ungeklärt, warum die Eiszeiten nicht so lange andauern, bis die Gebirge wieder zum größten Teil eingeebnet sind.

Nun scheint sich aber ein physikalischer Zusammenhang zwischen Orogenese und nachfolgender Eiszeit zwanglos aus einer veränderlichen Stärke des Wärmestromes q zu ergeben: Während der langen Periode der Wärmeaufspeicherung werden die Schichten der Erdkruste mit radioaktivem Gehalt dauernd wärmer, damit nimmt auch q zu, um einen höchsten Wert während der Gebirgsbildung zu erreichen. Eine Schätzung dieses Maximalwertes läßt sich wenigstens angenähert aus Tabelle 27 ableiten. Nach Kirsch (36) erzeugt bereits die nur 20 km mächtige

Tabelle 27. Wärmeerzeugung in Einheiten von 10^{20} cal/Jahr durch radioaktiven Zerfall nach L. Kirsch

| | Dicke in km | Dichte | Masse in 10^{26} g | Uran | Thorium | Kalium | Summe |
|--------------|-------------|--------|----------------------|------|---------|--------|-------|
| Granit . . . | 20 | 2,8 | 0,28 | 1,3 | 1,0 | 0,9 | 3,2 |
| Basalt . . . | 40 | 3,2 | 0,64 | 0,9 | 0,7 | 1,0 | 2,6 |
| Peridotit . | 1540 | 4 | 24,00 | 5,3 | 4,3 | 6,5 | 16,1 |
| Eisenarm . | 700 | 5,8 | 10,00 | 1,5 | 1,1 | 1,7 | 4,3 |
| Insgesamt | 2300 | | 34,92 | 9,0 | 7,1 | 10,1 | 26,2 |

Granitdecke infolge ihres Gehalts an Uran, Thorium und Kalium mehr Wärme ($3,2 \cdot 10^{20}$ cal/Jahr) als der derzeitige Wärmestrom q an die Erdoberfläche abgibt ($2,5 \cdot 10^{20}$ cal/Jahr oder 50 cal/cm² · Jahr). Berücksichtigt man auch den wahrscheinlichsten Gehalt der tieferen Schichten an radioaktiven Substanzen, so gelangt man zu $26,2 \cdot 10^{20}$ cal pro Jahr, also zu einem zehnmal höheren Wert! Gleichgewicht zwischen Wärmeerzeugung durch Atomzerfall und dem jetzigen Wärmestrom q wäre nur dann angenähert herzustellen, wenn man annehmen dürfte, daß unterhalb einer Tiefe von 20 km überhaupt keine radioaktiven Substanzen vorkommen; das kann aber wohl als ausgeschlossen gelten.

Sind die Schätzungen des Gehalts an radioaktiven Substanzen einigermaßen richtig, so muß also im Mittel längerer geologischer Zeiträume der Wärmestrom q rund 500 cal/cm² · Jahr betragen; nach der skizzierten Theorie der thermischen Zykeln genügt die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine nicht für eine so große, konstant bleibende Wärmeabfuhr, da hierzu eine so starke Temperaturzunahme nach innen notwendig wäre, daß bereits in 5 km Tiefe alle Gesteine den Schmelzpunkt erreicht hätten; schon lange vorher wird die Erdkruste genügend plastisch,

es tritt Gebirgsbildung ein, und zum Leitungsstrom q tritt der viel ergiebigere Wärmetransport durch mechanische Umlagerungen.

Schätzt man die Zeiten der Orogenese maximal auf den fünften Teil der verfloßenen Zeit überhaupt, so muß während der Gebirgsbildung fast fünfmal so viel, nämlich $2500 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{Jahr}$ an die Erdoberfläche abgegeben worden sein, also nicht weniger als das 50fache des gegenwärtigen Betrages, ein Wert der in Zeiten gesteigerter Gebirgsbildung gewiß noch erheblich überschritten wurde.

Die erwärmende Wirkung des gegenwärtigen Leitungsstromes ermittelte W. Trabert (39) unter Voraussetzung einer geothermischen Tiefenstufe von 25 m ($q = 74 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{Jahr}$) allerdings nur auf $0,16^\circ \text{C}$; aber während einer Periode mit gesteigerter Gebirgsbildung ($q > 2500 \text{ cal pro cm}^2 \cdot \text{Jahr}$), wie etwa in der ersten Hälfte des Tertiärs, berechnet sich eine mittlere Temperaturerhöhung von mindestens 5°C , die in höheren Breiten gewiß größer war als in niederen. Aus der Schätzung des Gehalts an radioaktiven Substanzen folgt mit Notwendigkeit für die Zeiten starker Krustenbewegung eine stark ins Gewicht fallende Erhöhung der Oberflächentemperatur der Erde und gleichzeitig eine Abschwächung des meridionalen Temperaturgefälles. Das ist aber gerade das, was immer wieder aus geologischen Befunden geschlossen wurde, ohne erklärt werden zu können.

Wenn angenommen werden muß, daß q innerhalb so weiter Grenzen geschwankt hat, dann ist es fast sicher, daß der jetzige Wert von q nicht gerade den Mindestwert darstellt; vielmehr wird das Minimum einige Zeit nach Abschluß einer Orogenese eintreten, wenn der im Innern der Erde aufgespeicherte Wärmeverrat aufgebraucht ist. Die Erdkruste verfestigt sich dann wieder allmählich, die vertikale Umlagerung von Gesteinsschichten hört auf, und es bleibt nur der Leitungsstrom übrig, der aber, nachdem nahezu Isothermie eingetreten ist, verschwindend klein sein wird. Die nach Aufhören der Gebirgsbildung beginnende Eiszeit scheint durch dieses Minimum des Wärmestromes q bedingt zu sein. Die noch lange anhaltende isostatische Hebung oder Senkung von Schollen, die nur eine allmähliche Annäherung an einen Gleichgewichtszustand — ohne vertikale Umlagerung — bewirkt, bedingt wohl keine merkliche Erhöhung des Wärmestromes.

Wie früher ausgeführt wurde, können sich bei verschwindend kleinem Wärmestrom q in höheren Lagen mächtige Eisfelder bilden, ohne rasch abzufließen und können so die Bildung einer Inlandeisdecke einleiten. Aber auch dieser Zustand einer Eisdecke ist nicht stationär; durch die abnormale Eisbedeckung wird die Oberflächentemperatur des festen

Bodens erheblich unter den Normalwert, mindestens auf 0° herabgedrückt, das vertikale Temperaturgefälle in den obersten Gesteinsschichten (der Größenordnung nach bis etwa 10 km Tiefe) wird dadurch vergrößert und der Wärmestrom q nimmt in diesen Schichten wieder zu, auf Kosten der Temperatur der tieferen Schichten. Diese örtliche Vergrößerung von q bewirkt, daß ein großer Teil des Eiskuchens an der Unterseite die Temperatur von 0° C erreicht, das Eis strömt nun schneller gegen die wärmeren Gebiete am Außenrand, wo es rascher der Auflösung verfällt; die abkühlende Wirkung der kleiner werdenden Eisdecke nimmt nach C. E. P. Brooks ab, es folgt ein Rückzug des Eises.

Nachdem dann q nach dem Verschwinden des Eises wieder auf seinen normalen, kleinen Wert gefallen ist, kann neuerlich vom Quellgebiet der Vereisung aus die Schichtdicke des Eises zunehmen und einen neuen Eisvorstoß einleiten. Diese Bereitschaft zu rhythmischen Eisvorstößen besteht so lange, als die Wärmearaufspeicherung durch radioaktiven Zerfall unmerklich ist und q im Mittel der gesamten Gesteinsschichten, soweit sie radioaktive Substanzen enthalten, sehr klein bleibt. Erforderlich für die selbständige Entwicklung einer Vereisung ist neben einem kleinen Wert von q jedenfalls ein Überwiegen des festen Niederschlags über Verdunstung und Schneeschmelze. In streng kontinentalen Gebieten sind daher die Voraussetzungen hierfür wesentlich ungünstiger als in der Nähe einer Küste mit auflandigen Winden.

Die hier skizzierte Hypothese steht und fällt mit der richtigen Schätzung des Gehalts der Erde an radioaktiven Substanzen. Unter Heranziehung der Argumente von Kerner v. Merilaun und Brooks ist sie, wie ich glaube, imstande, nicht nur das Auftreten von Eiszeiten an sich zu erklären, sondern auch deren Aufspaltung in mehrere durch Interglazialzeiten getrennte Einzeleiszeiten. Sie würde schließlich auch erklären, daß in langen Zeiträumen vor und während einer Orogenese die Temperatur der Erdoberfläche erhöht ist, und daß hierbei der meridionale Temperaturunterschied herabgesetzt ist; schließlich auch, daß während einer solchen warmen Periode die Mitteltemperatur der Erdoberfläche schon sehr lange vor dem Einsetzen der Eiszeit, und zwar vom Höhepunkt der Orogenese an, allmählich abnimmt.

Zugunsten dieser Theorie spricht, daß keine unbeweisbare extraterrestrische Ursache herangezogen werden muß, und daß überhaupt keine ad hoc gemachte Annahme nötig ist, sondern daß sie lediglich auf geophysikalischen Feststellungen und Schlußfolgerungen aufgebaut ist, die in ganz anderer Richtung, ohne Rücksicht auf Klimaschwankungen

gemacht wurden. Der Einfluß der Strahlungskurve nach Spitaler bzw. Milankovitch wird nicht angezweifelt, wenn auch nicht gesagt werden kann, wie groß dieser ist, vielleicht nicht einmal, in welchem Sinne er wirksam ist. Er mag gelegentlich eine sich entwickelnde Eiszeit begünstigt, ein anderes Mal ihr entgegengewirkt haben; aber im Sinne der entwickelten Theorie käme der Strahlungskurve nur ein modifizierender, nicht aber ein maßgebender Einfluß zu.

Literatur

- 1) G. C. Simpson, World climate during the quaternary period. *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **60**, 425, 1934.
- 2) W. A. Obrutschew, Eiszeitliche Vergletscherung Nordasiens. *Zeitschr. f. Gletscherkunde* **19**, 323, 1931.
- 3) J. Venetz, Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. *Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw.* **1**, 1833.
- 4) A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. Leipzig 1901—1909.
- 5) B. Eberl, Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Augsburg, Benno Filser.
- 6) R. v. Klebelsberg, Die „Stadien“ der Gletscher in den Alpen. *Verhandl. d. 3. intern. Quartärkonferenz, Bd. I.* Wien 1936.
- 7) K. Richter, Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin, Borntraeger, 1937.
- 8) S. v. Bubnoff, Geologie von Europa; das Quartär Nord- und Mitteleuropas, S. 1425. Berlin 1936.
- 9) W. Köppen-A. Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit, S. 179. Berlin, Borntraeger, 1924.
- 10) E. Antevs, Climatic variations during the last glaciation in North America. *Bull. Amer. Met. Soc.* **19**, 172, 1938.
- 11) F. Klute, Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. *Zeitschr. f. Gletscherkunde* **16**, 70, 1928.
- 12) F. Klute, Eiszeit und Klima. *Frankfurter geogr. Hefte* **11**, 56, 1937.
- 13) L. Koch, Preliminary Report upon the geology of Pearyland, Arctic Greenland. *Amer. Journ. of Science* **1923**, S. 195.
- 14) H. v. Ficker, Bemerkungen über das Klima der Pamirgebiete. (Einige Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition 1928.) *Met. Zeitschr.* **1933**, S. 81.
- 15) F. Klute, Verschiebung der Klimagebiete während der letzten Eiszeit. *Peterm. Mitt., Erg.-Heft* **209**, 166, 1930.
- 16) A. Penck, Das Klima der Eiszeit. *Verhandl. d. intern. Quartärkonferenz Wien 1936, Bd. III*, S. 83.
- 17) P. Kessler, Das Klima der jüngsten geologischen Zeiten und die Frage einer Klimaänderung der Jetztzeit. Stuttgart 1923.
- 18) M. Milankovitch in Köppen-Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, Borntraeger, 1924.

19) M. Milankovitch, Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen in Handbuch der Klimatologie, herausgeg. v. Köppen-Geiger, Bd. I, Teil A. Berlin, Borntraeger, 1930.

20) M. Milankovitch, Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate in Handbuch d. Geophysik v. B. Gutenberg, 9, 593, 1938.

21) R. Spitaler, Von den zahlreichen Veröffentlichungen seien nur die zuletzt erschienenen genannt: Vergleich zwischen den solaren Bestrahlungen in der Eiszeit und in der Gegenwart. Met. Zeitschr. 1938, S. 207; ferner

22) R. Spitaler, Die mittleren täglichen solaren Bestrahlungen in den 4 Jahreszeiten der Eiszeit und Gegenwart. Ebenda 1938, S. 321; und

23) R. Spitaler, Die sommerliche und winterliche Bestrahlung während der quartären Eiszeit. Ebenda 1939, S. 111.

24) A. Penck, Die Strahlungskurve und die astronomische Zeitrechnung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1938, S. 321.

25) E. v. Drygalski, Die Antarktis und ihre Vereisung. Sitzungsber. d. Bayr. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1919, Sonderdruck 35.

26) W. Meinardus, Über den Wasserhaushalt der Antarktis, 1. und 2. Mitteilung. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1925, S. 184 und 1928, S. 137.

27) A. Penck, Die Ursachen der Eiszeit. Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl., 1927.

28) F. Noelke, Die Antarktis während der Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde 20, 45, 1932.

29) F. Kerner v. Merilaun, Das akryogene Seeklima und seine Bedeutung für geologische Probleme der Arktis. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-phys. Kl., 131, 153, 1922.

30) C. E. P. Brooks, The problem of warm polar climates. Quart. Journ. R. Met. Soc. 51, 83, 1925.

31) M. Lagally, Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Ergebn. d. kosmischen Physik 2, 36. Leipzig, Akad. Verlagsges., 1933.

32) R. v. Klebelsberg, Glaziologische Erfahrungen in Gletscherstollen. Zeitschr. f. Gletscherkunde 11, 156, 1918—1920.

33) K. Wegener, Die Temperatur am Boden des Grönländischen Inlandsees. Zeitschr. f. Gletscherkunde 12, 166, 1936.

34) J. Joly, The theory of thermal cycles. Gerl. Beitr. z. Geophys. 19, 415, 1928.

35) A. Holmes, Geol. Mag. 62, 504, 529, 1925; 63, 306, 1926. Zitiert nach L. Kirsch (36).

36) L. Kirsch, Handb. d. Exper. Physik, Bd. 25/2, S. 29. Die Radioaktivität der Erde. Leipzig, Akad. Verlagsges., 1931.

37) W. Ramsay, The probable solution of the climate problem in geology. Geol. Mag. London 61, 152, 1924; zitiert nach (36).

38) C. E. P. Brooks, Climate through the ages, S. 206ff. London, Ernst Benn, 1926.

39) W. Trabert, Die Bedeutung der inneren Erdwärme für die Mitteltemperatur der Erdoberfläche. Met. Zeitschr. 1897, S. 151.

V. Klimaperioden

1. Allgemeines

Im Rahmen einer Besprechung von Klimaschwankungen kommen von vornherein nur solche Perioden in Betracht, deren Länge mehr als ein Jahr beträgt. Wenn man die aufeinanderfolgenden Jahresmittel eines meteorologischen Elements graphisch aufträgt, so zeigt sich ein völlig unregelmäßiges Auf- und Abschwanken der Einzelwerte, und es ist verständlich, daß immer wieder versucht wurde, in diese äußere Gesetzlosigkeit eine gewisse Ordnung hineinzubringen; da eine einsinnige durch längere Zeit anhaltende Änderung, wie im Abschnitt I näher ausgeführt wurde, erst durch kritische Zusammenfassung eines sehr umfangreichen Beobachtungsmaterials sinnfällig gemacht werden kann, war es nahelegend, wenigstens einen Teil der unregelmäßigen zeitlichen Schwankungen als Superposition von verschiedenen Perioden darzustellen. Solche Versuche wurden mehrfach bereits in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gemacht.

Eine in jener Zeit veröffentlichte Arbeit steht weitaus im Vordergrund, nämlich der Nachweis eines entgegengesetzt parallelen Ganges der Temperatur mit den Sonnenflecken, vor allem in den Tropen durch W. Köppen (1); diese Feststellung aus dem Jahre 1873 kann auch heute noch völlig aufrechterhalten werden. Trotzdem hat die Aufdeckung dieser Klimaperiode wegen der geringen Amplitude auf die Allgemeinheit wenig Eindruck gemacht; denn für eine etwaige Vorhersage — und das ist ja für viele das letzte Ziel jeder Periodenforschung — hat die aufgedeckte 11jährige Schwankung von einigen Zehntel °C keinerlei Bedeutung.

Im Jahre 1890 gelangte E. Brückner (2) in einer umfangreichen und sehr sorgfältig durchgeführten Untersuchung zum Ergebnis, daß auf der ganzen Erde einheitlich feucht-kühle Zeitabschnitte auf trocken-warme folgen. Die mittlere Periodendauer solle 35 Jahre betragen. Obwohl Brückner selbst auf verschiedene Unstimmigkeiten hinwies, insbesondere auf die stark veränderliche Periodenlänge, wurden seine Schlußergebnisse doch geradezu mit Begeisterung aufgenommen und auch heute noch wird diese Brücknersche Periode — trotz mancher seither neu vorgebrachter Einwände — in den meisten einschlägigen

Hand-, Lehr- und Taschenbüchern als feststehende Tatsache dargestellt. Ja man ging sogar so weit, daß man für klimatische Bearbeitungen Zeiträume von 35 Jahren oder eines ganzen Vielfaches dieser Zeit für notwendig hielt, weil durch die Mitbenutzung einer unvollständigen Brücknerschen Periode die Mittelwerte verzerrt werden könnten! Noch in der vierten von K. Knoch herausgegebenen Auflage der Klimatologie von J. v. Hann ist diese Empfehlung enthalten.

Nach der Arbeit von Brückner, insbesondere aber in den letzten 20 Jahren, nahm die Entdeckung von Perioden verschiedenster Dauer derart überhand, daß heute im Intervall zwischen 2 und 20 Jahren vielleicht rascher die Wellenlängen aufgezählt sind, für welche — innerhalb einer natürlichen Fehlergrenze — bisher noch keine Periode behauptet wurde. Während Brückner keinerlei besondere Rechenmethoden zur Beurteilung der Realität einer Periode zur Verfügung standen, muß es heute als unwissenschaftlich bezeichnet werden, wenn die Existenz solcher Perioden ohne sorgfältige kritische Untersuchung behauptet wird.

Mit Rücksicht auf die vielen oft kritiklosen Feststellungen von Perioden erscheint es notwendig, vorerst den physikalischen Sinn solcher Perioden kurz darzulegen: Wenn in der Natur irgendeine periodische Erscheinung zweifelsfrei gesichert ist, dann besteht von vornherein einige Wahrscheinlichkeit, daß diese Periode auch in verschiedenen Klimaelementen auftritt. Von solchen Perioden von mehr als einem Jahre Periodenlänge kommen — wenn von den bereits behandelten säkularen Änderungen der Erdbahnelemente abgesehen wird — nur zwei in Betracht, nämlich die 11jährige Sonnenfleckperiode und die Chandlersche Periode der Polbewegung von etwa 420 Tagen. Während aber eine Abhängigkeit des Klimas von den minimalen Polbewegungen im Ausmaß von wenigen Metern kaum verständlich wäre, sind Auswirkungen der 11jährigen Sonnenfleckperiode auf das Klima von vornherein zu erwarten. Daher wird eine halbwegs regelmäßige 11jährige Klimaperiode auch dann Glauben finden, wenn die festgestellte Amplitude nur klein ist.

Anders steht es mit den vielen angeblichen Perioden, für welche keinerlei bestimmte äußere Ursache namhaft gemacht werden kann. Solange über das Zustandekommen solcher Perioden keine verständliche Erklärung gegeben werden kann, wird jeder Skeptizismus berechtigt sein. Grundsätzlich kann man zeitliche Schwankungen verschiedener Elemente um ihren Mittelwert in folgende drei Gruppen einteilen:

a) Wirklich periodische Erscheinungen, die eine genau bestimmbare Periodenlänge haben, und deren Phase konstant bleibt, also kohärente Perioden.

b) Der periodische Ablauf setzt erst nach Einwirkung eines äußeren Impulses ein und seine Amplitude klingt allmählich ab. Solche quasi-periodische Erscheinungen sind bei magnetischen Störungen und Polarlichtern bekannt; die Möglichkeit gedämpfter Schwingungen wird noch bei der 3jährigen Periode zur Sprache kommen.

c) Schwankungen überhaupt, über die höchstens die Aussage angestrebt werden kann, daß bestimmte Periodenlängen mit größter Häufigkeit oder größter Amplitude vorkommen. Eine solche Aussage ist von vornherein nur dann möglich, wenn die Beobachtungsdauer eine so große Anzahl der gesuchten Perioden umfaßt, daß eine Häufigkeitsstatistik angelegt werden kann. Für gesuchte mehrjährige Perioden ist das ziffernmäßige meteorologische Beobachtungsmaterial weitaus nicht ausreichend.

Für das Auftreten von Perioden kommen zwei Ursachen in Betracht, entweder eine äußere Kraft, welche in einem ganz bestimmten Rhythmus schwankt und in einem System erzwungene Schwingungen (im weitesten Sinne) erzeugt, oder Eigenschwingungen dieses Systems, die von den Dimensionen und Materialkonstanten abhängen. Nur im ersteren Falle ist eine beliebig lang andauernde Aufeinanderfolge von zusammenhängenden Schwingungen denkbar. Im zweiten Falle kann die Fähigkeit eines Systems zu Schwingungen nur bewirken, daß auf einen äußeren Impuls hin eine Reihe gedämpfter Wellen einsetzt, die allmählich abklingen, und die durch einen neuen Impuls wieder aufleben, aber im allgemeinen mit geänderter Phase.

Gelingt es im ersteren Falle, eine Periode mit großer Wahrscheinlichkeit nachzuweisen, so erhebt sich die Forderung, eine wahrscheinliche Ursache, eine im Rhythmus der gefundenen Periode schwankende äußere Kraft zu finden; im zweiten Falle wäre es notwendig, das Einsetzen von gedämpften Schwingungen mit dem Einsatz eines äußeren Impulses in Zusammenhang zu bringen. Erst dann, wenn solche physikalischen Zusammenhänge wenigstens glaubhaft gemacht werden, kann das Problem als vorläufig gelöst betrachtet werden.

Auf eine Schwierigkeit sei noch hingewiesen: Selbst wenn eine streng periodisch schwankende äußere Kraft vorhanden ist, so wird trotzdem die erzeugte Schwingung eines Klimatelementes nicht regelmäßig sein; abgesehen davon, daß die natürliche Streuung erhebliche Abweichungen von einem regelmäßigen Gang bedingt, ist es auch möglich, daß auch das schwingungsfähige System sich ändert. Natürlich kann bei mehrjährigen Schwingungen von der Eigenschwingung der Atmosphäre im strengen Sinne des Wortes nicht die Rede sein; man könnte aber an

Zirkulationen von Meeresteilen denken, welchen ein ungefähr der Periode der äußeren Kraft entsprechender Umlauf zukommt. Die Abstimmung dieser Zirkulation auf die Periode der äußeren Kraft kann sich mit den äußeren Verhältnissen (z. B. Intensität der allgemeinen Zirkulation) ändern und damit auch die Amplitude der bewirkten Klimaperiode, bei guter Resonanz auch die Phase.

Verschiedene Autoren wollten die Entstehung einer als reell angenommenen Periode mit Hilfe der Feststellung „erklären“, daß diese Periodenlänge in einem rationalen Verhältnis zur Periodenlänge einer anderen, bereits erwiesenen Periode steht. So glaubte z. B. L. Rosenbaum (3) das Auftreten einer auch von anderen vermuteten Periode von 89 Jahren dadurch verständlich zu machen, daß er diese Periodenlänge als das Achtfache der Sonnenfleckenperiode ($11\frac{1}{8}$ Jahre) hinstellte.

Ein solcher Erklärungsversuch ist aber abzulehnen, denn es bleiben für die Entstehung derartiger Perioden nur die bereits angeführten Möglichkeiten: Entweder handelt es sich um erzwungene Schwingungen, dann muß die fragliche Periode in den Schwankungen der erzeugenden Kraft (im vorliegenden Fall in den Sonnenflecken) vorhanden sein. Oder aber die fragliche Periode entspricht einer Eigenschwingung des schwingungsfähigen Systems; in diesem Falle ist zu bedenken, daß bei derart langen Perioden die Dämpfung sicherlich so beträchtlich ist, daß ein einmaliger Impuls unmöglich eine merkliche Amplitude erzeugen könnte.

Wäre die Überlegung von L. Rosenbaum berechtigt, so könnte man mit viel größerem Recht alle behaupteten Perioden, deren Länge einem ganzzahligen Vielfach eines Jahres entspricht, auf dieser Grundlage „erklären“, also behaupten, daß z. B. die 3-, 8-, 16- oder 35jährige Periode ihren Antrieb in der ganzjährigen Schwankung besitze, deren Amplitude gewiß weitaus größer ist als die der 11jährigen Strahlungs- welle; eine so triviale Erklärung hat aber noch niemand versucht.

2. Rechenmethoden

Beim Nachweis etwaiger kohärenter Perioden besteht die besondere Schwierigkeit, daß auch aus jeder Zufallsreihe alle möglichen Perioden herausgeschält werden können, denen keine selbständige Existenz zukommt, sondern die lediglich durch die natürliche Streuung der Einzelwerte bedingt sind. Wenn man eine beliebige Reihe zufälliger Zahlen in Einzelreihen von n Gliedern einteilt und dann diese Einzelreihen derart zusammenfaßt, daß die ersten Glieder jeder Einzelreihe, dann

die zweiten usf. zu je einem Mittelwert vereinigt werden, so wird auch die Reihe dieser Mittelwerte im allgemeinen Schwankungen aufweisen; je größer die Anzahl der verwendeten (voneinander unabhängigen) Einzelwerte und je geringer die Streuung ist, desto kleiner wird diese durch den Zufall bedingte und mit Hilfe der Besselschen Funktionen zu berechnende Amplitude einer n -gliedrigen Periode im allgemeinen sein.

Eine aus irgendeinem Beobachtungsmaterial abgeleitete Periode kann aber nur dann ein gewisses Interesse beanspruchen, wenn ihre Amplitude so groß ist, daß sie bei zufälliger Verteilung der Einzelwerte nur mit äußerst geringer Wahrscheinlichkeit auftreten könnte. Nur in einem solchen Falle können wir mit einer an die Einheit heranreichenden Wahrscheinlichkeit annehmen, daß zur Erklärung der gefundenen Periode die Voraussetzung einer wirksamen Kraft notwendig ist. In diesem Falle aber können wir auch mit sehr großer Wahrscheinlichkeit schließen, daß diese während der verflossenen Beobachtungszeit wirkende Kraft auch in der Zukunft den Ablauf der untersuchten Erscheinung in gesetzmäßiger Weise beeinflussen wird.

Eine Stütze für diese Annahme wird der Nachweis sein, daß das Beobachtungsmaterial nicht nur in seiner Gesamtheit das Auftreten einer bestimmten Periode zeigt, sondern daß letztere auch in Einzelabschnitten mit konstanter Phase zum Ausdruck kommt.

Nach dem eben Gesagten kann es sich beim Nachweis einer bestimmten Periode von vornherein nur um einen Wahrscheinlichkeitsbeweis handeln; zur Beurteilung ist es aber unbedingt notwendig, die Wahrscheinlichkeit ziffernmäßig anzugeben, mit welcher man die gefundene Schwingung auch durch eine zufällige Gruppierung der Einzelwerte allein erklären könnte. Aus diesem Grunde entsprechen die vielfachen Behauptungen von der Existenz einer Periode, die sich lediglich auf das Aussehen einer graphischen Darstellung des zeitlichen Ablaufs stützen, nicht den Anforderungen, die an eine kritische Untersuchung gestellt werden müssen.

Da die rohen aufeinanderfolgenden Jahresmittel zumeist nur ein unregelmäßiges Hin- und Herpendeln um den Mittelwert erkennen lassen, wurde — und wird vielfach leider auch heute noch — durch verschiedene Ausgleichsverfahren [Zusammenfassen zu 5- oder 10jährigen Mitteln, Ausgleichen nach der Formel $(a + 2b + c) : 4$ oder einer ähnlichen] der Einfluß der natürlichen Streuung zurückgedrängt, bis schließlich der zeitliche Ablauf eine wellenförmige Struktur zeigt. Durch solche Rechenoperationen werden die kurzfristigen Schwankungen ausgeschaltet, dafür aber Schwingungen bestimmter Periodenlänge in den Vordergrund

gestellt; daß dadurch scheinbare Perioden vorgetäuscht werden, wird an dem Beispiel der 35-jährigen Periode (S. 192) näher ausgeführt werden. Eine solche Methode ist zwar zur ersten Orientierung sehr bequem, kann aber nicht zum Beweis einer behaupteten Periode benutzt werden.

Zur Beurteilung der Zufallswahrscheinlichkeit eignet sich in erster Linie das Schustersche Kriterium. Gehorchen die Einzelwerte dem Gaußschen Fehlerverteilungsgesetz $\varphi(d) = \frac{h}{\sqrt{\pi}} e^{-h^2 d^2}$ (d = Abweichung vom Mittelwert oder Fehler, h = Präzisionsmaß), so definiert Schuster eine — Expektanz genannte — Größe $E = \frac{1}{h} \sqrt{\frac{\pi}{2N}}$, wobei N gleich ist der Gesamtzahl der verfügbaren Beobachtungswerte. E ist der theoretische Mittelwert der Amplituden aller Perioden, die bei zufälliger Verteilung der Einzelwerte formal berechnet werden können. Die Wahrscheinlichkeit, daß irgendeine herausgegriffene Versuchsperiode bei zufälliger Verteilung eine Amplitude $\geq k \cdot E$ hat, beträgt dann $W = e^{-k^2 \pi/4}$. Da bei Klimawerten fast nie das Präzisionsmaß h , sondern entweder der mittlere (quadratische) Fehler μ oder — zumeist — die durchschnittliche Abweichung v berechnet wird, ist E zweckmäßiger durch μ oder v auszudrücken: $\mu = \frac{1}{h\sqrt{2}}$, $v = \frac{1}{h\sqrt{\pi}}$ und daher $E = \mu \sqrt{\frac{\pi}{N}} = \frac{v \pi}{\sqrt{2N}}$.

Wird also nach der Wahrscheinlichkeit gefragt, daß in einem vorgegebenen Beobachtungsmaterial aus N Einzelwerten bei zufälliger Verteilung einer bestimmten n -gliedrigen Versuchsperiode eine Amplitude \geq der beobachteten zukommt, so ist folgender Rechenvorgang einzuhalten:

a) Es ist zu prüfen, ob die Streuung der Einzelwerte dem Gaußschen Fehlerverteilungsgesetz gehorcht; für verschiedene Klimaelemente liegen bereits genügend einschlägige Untersuchungen vor (Windstärke und zum Teil Niederschlag zeigen eine stark asymmetrische Verteilung entgegen dem Gaußschen Gesetz).

b) Es ist die mittlere Abweichung $v = \frac{\sum |d|}{N}$ oder der mittlere quadratische Fehler $\mu = \sqrt{\frac{\sum d^2}{N}}$ zu berechnen und daraus die Expektanz E .

c) In bekannter Weise werden aus dem Beobachtungsmaterial Amplitude a und Phase A einer n -gliedrigen Sinuswelle abgeleitet.

d) Ist $a = kE$, so beträgt die Zufallswahrscheinlichkeit $W = e^{-k^2 \pi/4}$.
Nachstehend die Größe von W für zunehmende Werte von k :

| | | | | |
|---------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| $k = 0,5$ | 1 | 1,5 | 2 | 2,5 |
| $W = 0,8217$ | 0,4559 | 0,1708 | 0,0412 | $0,738 \cdot 10^{-2}$ |
| $k = 3$ | 3,5 | 4 | 4,5 | 5 |
| $W = 0,851 \cdot 10^{-3}$ | $0,663 \cdot 10^{-4}$ | $0,349 \cdot 10^{-5}$ | $0,124 \cdot 10^{-6}$ | $0,297 \cdot 10^{-8}$ |

Für $k = 1$ ist die Zufallswahrscheinlichkeit etwas kleiner als $1/2$, für $k = 3$ etwas kleiner als $10/100$, für größere k nimmt die Wahrscheinlichkeit sehr rasch ab. A. Schuster fordert einen Wert $k = 3$ bzw. $k = 4$, doch kann eine allgemeingültige Norm hierfür nicht aufgestellt werden, vielmehr muß es der Beurteilung jedes einzelnen überlassen bleiben, wie klein die Zufallswahrscheinlichkeit werden soll, daß man sich genötigt fühlt, an die Wirksamkeit einer bestimmten äußeren Ursache zu denken. Nach J. Bartels (5) ist es zur sinngemäßen Anwendung des Schusterschen Kriteriums nötig, daß die fragliche Periode mindestens sechsmal in der Beobachtungsreihe enthalten ist; dieses Kriterium eignet sich daher nicht zur Prüfung der Existenz von 50- oder 100jährigen Perioden, wenn die ganze Beobachtungsreihe nur 150 oder 200 Jahre umfaßt.

Anders liegen die Verhältnisse, wenn nicht von vornherein — etwa auf Grund einer in anderen Naturerscheinungen bereits nachgewiesenen Periode — die Existenz einer bestimmten Periode vermutet wird, sondern wenn untersucht werden soll, ob überhaupt in einem Beobachtungsmaterial Perioden vorkommen, deren Amplituden erheblich größer sind als die, welche bei zufälliger Verteilung der Einzelwerte zu erwarten wäre. In diesem Falle muß ein Periodogramm ermittelt werden, d. h. es müssen für möglichst viele Versuchsperioden Amplitude und Phase berechnet werden, wobei die Abstände so eng gewählt werden sollen, daß keine dazwischenliegende Periode übersehen wird; andererseits soll — je nach dem Umfang der Beobachtungsreihe — mit dem Einschalten weiterer Versuchsperioden nur so weit gegangen werden, als die gefundenen Perioden als voneinander unabhängig betrachtet werden können. Beträgt die Wahrscheinlichkeit, daß bei zufälliger Verteilung die Amplitude einer bestimmten Periode das k -fache der Expektanz erreicht, $W = e^{-k^2 \pi/4}$, so ist die Wahrscheinlichkeit, daß unter den voneinander unabhängigen m Versuchsperioden die größte Amplitude das k -fache der Expektanz erreicht oder überschreitet, recht genau $W = m \cdot e^{-k^2 \pi/4}$ (unter der Voraussetzung, daß $e^{-k^2 \pi/4} \ll 1$ ist).

Auf diese Weise sind schon sehr viele Periodogramme für verschiedene Klimaelemente und für verschiedene Gebiete und Zeiträume berechnet

worden, die Ergebnisse sind aber sehr dürftig, wie einer Zusammenstellung von L. W. Pollak (6) entnommen werden kann. Immerhin finden sich unter den zahlreichen behaupteten Perioden einige, deren Amplitudengröße eine nähere Untersuchung wünschenswert erscheinen läßt.

Neben dem Schusterschen Kriterium kommen noch einige andere Rechenmethoden in Betracht, welche ein Urteil über die Wahrscheinlichkeit der realen Existenz einer Periode gestatten. Liegt eine m -gliedrige Versuchsperiode vor, so wirkt wohl am anschaulichsten die graphische Darstellung nach J. Bartels (7), der für geeignete, aufeinanderfolgende Zeitabschnitte Phase und Amplitude berechnet und diese als Endpunkte eines Vektors darstellt; so erhält man eine Punktwolke, deren asymmetrische Lage gegenüber dem Nullpunkt ein Maß für die wahrscheinliche Existenz dieser Versuchsperiode bildet; ein Beispiel wird in Abb. 33 gegeben werden. Bei Perioden von mehrjähriger Dauer müßte wohl jeder Periodenabschnitt für sich ausgewertet werden, damit man genügend viele Werte für Amplitude und Phase erhält.

Bei einer kohärenten Periode ist angenäherte Konstanz der Phase zu fordern. Auf die theoretische Weiterentwicklung der Schusterschen Periodogramme durch K. Stumpff (8, 9, 10) und J. Bartels (11), auf die von L. W. Pollak (12) veröffentlichten Rechentafeln zur raschen und verlässlichen harmonischen Analyse, wie auf die sinnreichen technischen Hilfsmittel zur raschen Entwicklung eines Periodogramms durch K. Stumpff (8) und A. E. Douglass (13) kann hier nicht näher eingegangen werden.

Die besonders in früherer Zeit viel gebrauchte Methode, durch Glättung oder Subtraktion gewisse Perioden auszuschalten, eignet sich zur Analyse einer unübersichtlichen Kurve nur dann, wenn die Existenz solcher Perioden und wenigstens ihre angenäherte Wellenlänge von vornherein feststehen; sie kommt also für den Nachweis von vorerst unsicheren periodischen Klimaschwankungen nicht in Betracht, etwaige nach diesen Methoden abgeleitete Ergebnisse können nur als formal betrachtet werden.

Gelegentlich wurde an Stelle des Schusterschen Kriteriums zur Ermittlung von Periodizitäten die Methode von J. Fuhrich (14) verwendet, die vor allem den Vorteil hat, daß auch wesentlich kürzere Beobachtungsreihen als das 5- oder 6fache der Versuchsperiode zum Ziele führen. An sich würde sich also diese Methode vor allem zur Prüfung besonders langer Perioden empfehlen, z. B. der von W. Köppen und anderen vermuteten 89jährigen Periode. Die Rechenoperationen sind aber ungewöhnlich langwierig; das Prinzip besteht im folgenden:

Aus einer Beobachtungsreihe u_1, u_2, \dots, u_N wird der Korrelationsfaktor r'_1 zwischen der ursprünglichen und der um eine Stelle verschobenen Reihe ermittelt, also zwischen den Werten $u_1 \dots u_{N-1}$ und $u_2 \dots u_N$. Verschiebt man die ursprüngliche Reihe weiter um 2, 3 usw. Stellen, so erhält man in gleicher Weise der Reihe nach die Korrelationsfaktoren $r'_2, r'_3 \dots$.

Aus dieser Reihe der Korrelationsfaktoren wird neuerlich in genau derselben Weise die Reihe der Korrelationsfaktoren r''_1, r''_2, \dots abgeleitet. Nach mehrfacher Anwendung dieser Rechenoperationen nähern sich die $r^{(n)}_1, r^{(n)}_2 \dots$ einer reinen Cosinusreihe, wobei dasjenige periodische Glied $A_i \sin(\nu\varphi_i + \delta_i)$ herausgeschält wird, das unter den übrigen in der ursprünglichen Reihe enthaltenen Periode die größte Amplitude A_i besitzt.

Eine formale Schwierigkeit bei der Untersuchung von vermuteten Perioden sei noch erwähnt. Wie D. Brunt näher ausführt, entstehen aus der Superposition zweier tatsächlicher Wellen Überlagerungswellen. Wenn z. B. eine Periode von der Länge $T = 1/p$ tatsächlich existiert, so entstehen durch das Zusammenwirken mit der Jahreswelle ($T_0 = 1$) Schwebungen; es ergeben sich dann auch noch scheinbare Perioden von der Länge $T_1 = 1/(1+p)$ und $T_2 = 1/(1-p)$. Rechnerisch läßt sich nicht entscheiden, welche von den drei Perioden T, T_1 oder T_2 die primäre ist. Bei angenommenen Periodenlängen von $T = 3, 8, 16, 35$ Jahren müssen auch Schwebungen auftreten bei $T_1 = 1$ Jahr $- 92, - 41, - 33$ bzw. $- 10$ Tage und bei $T_2 = 1$ Jahr $+ 183, + 52, + 41$ bzw. $+ 11$ Tage. So könnten Perioden von der angenommenen Länge auch entstehen, wenn die erzeugende Kraft eine Periodenlänge von T_1 oder von T_2 hätte.

Man hat früher geglaubt, — auch ich war dieser Meinung — daß man mit mehrjährigen Perioden, sofern es möglich ist, ihre Existenz mit hinreichender Wahrscheinlichkeit nachzuweisen, brauchbare Prognosen machen kann. Da aber alle bisher behaupteten Perioden nur eine recht geringe Amplitude im Verhältnis zur Streuung der Einzelwerte haben, ist der Erfolg von vornherein sehr gering: Wenn eine Zahlenreihe eine mittlere (quadratische) Streuung der Einzelwerte μ besitzt, und man von jener die Werte einer darin enthaltenen Periode von der Amplitude a in Abzug bringt, so hat die Restreihe eine Streuung μ_1 , die gegeben ist durch $\mu_1^2 = \mu^2 - \frac{a^2}{2}$. Handelt es sich um mehrere Perioden, so vermindert sich diese Streuung auf $\mu_n^2 = \mu^2 - \frac{\sum a_r^2}{2}$. D. Brunt (15) erhielt

aus einer Untersuchung der Berliner Temperaturreihe neun Perioden mit Amplituden $\geq 2 E$; nach Berücksichtigung aller dieser neun Perioden verringert sich der mittlere Fehler eines Einzelwertes nur um 5%. Auch die von mir seinerzeit untersuchte 16jährige Periode würde im Falle ihrer Realität die ursprüngliche Streuung der Einzelwerte $\mu = 1,97^0$ nur auf $1,90^0$ herunterdrücken.

So muß man wohl feststellen, daß es in den Klimawerten keine Perioden von einer Länge > 1 Jahr gibt, welche eine praktische Bedeutung haben in dem Sinne, daß sich durch ihre Berücksichtigung ein zukünftiger Einzelwert mit merklich größerer Genauigkeit voraussagen ließe als der Mittelwert schlechthin. Trotzdem kann die Untersuchung von etwaigen Perioden nicht grundsätzlich abgelehnt werden; nur darf die Feststellung solcher Perioden nicht Selbstzweck sein, sondern lediglich dazu anregen, nach den möglichen Ursachen solcher Perioden zu forschen. Es kann aber nicht genug davor gewarnt werden, allzu optimistisch an die reale Existenz einer solchen Periode zu glauben, solange kein Anhaltspunkt für die erzeugende Ursache besteht. Warum sollen nicht in der Natur gelegentlich auch minder wahrscheinliche Ereignisse eintreten, die trotzdem ihr Entstehen nur dem zufälligen Zusammenwirken zahlreicher kleiner Einflüsse verdanken?

Es sei an einen besonders krassen Fall erinnert, der zeigt, wie man sich bei der Beurteilung scheinbar periodischer Vorgänge täuschen kann: G. Meyer und Kapitän Seemann (16, 17) wiesen — unabhängig voneinander — auf einen äußerst auffälligen Zusammenhang zwischen Mondumlauf und Witterung hin: für die 14 Jahre 1876—1889 erhielt Seemann im Mittel der drei Kalendermonate Oktober bis Dezember für den dritten Tag nach Vollmond einen mittleren Luftdruck von 753,5 mm, für den zweiten Tag nach Neumond dagegen 763 mm, also einen Unterschied von fast 10 mm! W. Köppen, der diesen auffälligen Zusammenhang überprüfte, erhielt auch im Mittel mehrerer Stationen Mitteleuropas (mindestens 6) das Ergebnis, daß von den 21 Jahren 1875—1895 nur in zwei Jahren im Mittel der genannten Kalendermonate dem Vollmond ein höherer Luftdruck zukam als dem Neumond. Aber — und damit ist auch das Urteil über diese „Periode“ gesprochen — weder vorher noch nachher und auch in keinem anderen Kalendermonat fand sich auch nur eine Andeutung für einen Zusammenhang zwischen Luftdruck und Mondperiode.

Im folgenden sollen einige mehrjährige Perioden, die bisher am gründlichsten untersucht worden sind und die vielfach in der Literatur als tatsächlich existierend genannt werden, in Kürze kritisch besprochen

werden; unter ihnen vor allem die 11 jährige Sonnenfleckperiode, über die bereits eine äußerst umfangreiche Literatur vorliegt.

3. 11 jährige Sonnenfleckperiode

Die Monats- und Jahreswerte der Sonnenfleckrelativzahlen seit 1749 sind in den World Weather Records enthalten; einen kurzen Auszug, nämlich die Zeiten und Intensitäten der Extremjahre, bringt Tabelle 28. Trotzdem die zeitlichen Abstände von Minimum zu Minimum zwischen 9 und 14 Jahren schwanken, kann an einer periodischen Ände-

Tabelle 28.

Extremwerte der Sonnenfleckrelativzahlen R seit 1749

| Max. | R | Min. | R | Max. | R | Min. | R |
|------|-------|------|------|------|-------|------|-----|
| 1750 | 83,4 | 1755 | 6,9 | 1848 | 124,3 | 1856 | 4,3 |
| 1761 | 85,9 | 1766 | 11,4 | 1860 | 95,7 | 1867 | 7,3 |
| 1769 | 106,1 | 1775 | 7,0 | 1870 | 139,1 | 1878 | 3,4 |
| 1778 | 154,4 | 1784 | 10,2 | 1883 | 63,7 | 1889 | 6,3 |
| 1787 | 132,0 | 1798 | 4,1 | 1893 | 84,9 | 1901 | 2,7 |
| 1804 | 47,5 | 1810 | 0,0 | 1905 | 63,5 | 1913 | 1,4 |
| 1816 | 45,8 | 1823 | 1,8 | 1917 | 103,9 | 1923 | 5,8 |
| 1830 | 71,0 | 1833 | 8,5 | 1928 | 77,8 | | |
| 1837 | 138,3 | 1843 | 10,7 | | | | |

rung der Sonnenflecken nicht gezweifelt werden; die mittlere Periodenlänge wurde bisher meist mit $11\frac{1}{8}$ Jahren angegeben. K. Stumpff (9) erhält aus einer neuen Analyse der vollständigen Beobachtungsreihe 1749—1928 den Wert 11,25 Jahre, D. Alter (17a) 11,37 Jahre und B. Hanisch (18) 11,55 Jahre.

Schon bald nach der Entdeckung der Sonnenflecken äußerte 1651 Riccioli die Vermutung, daß vielleicht das veränderliche Wetter mit den Sonnenflecken zusammenhänge. Erstmals hat 1844 Gautier die Temperaturreihe von Genf auf eine 11 jährige Periode hin untersucht, es folgten rasch aufeinander mehrere gleichartige Arbeiten für andere Stationen, darunter die wichtigste 1854 von C. Fritsch, der sieben Temperaturreihen behandelte. Aber erst W. Köppen gelang es 1873, gestützt auf ein sehr umfangreiches Beobachtungsmaterial (gegen 250 Stationen), einen Zusammenhang der Temperatur mit den Sonnenflecken in überzeugender Weise festzustellen; er fand, daß Temperaturminima zur Zeit von Sonnenfleckmaxima eintreten und umgekehrt; in den Tropen tritt das Temperaturmaximum bereits etwas vor dem Minimum der Sonnenflecken ein, die Phase der Temperaturschwankung

verzögert sich etwas mit zunehmender Breite. Die Amplitude der Temperaturschwankung ist in den Tropen am größten und verringert sich mit zunehmender Breite.

In der Folgezeit wurde dieses Problem vielfach behandelt; eine Literaturzusammenstellung bis 1930 findet sich bei Dilger (20) und vor allem in der letzten Auflage des Handbuches der Klimatologie von J. v. Hann (21). In den Tropen ist die Abhängigkeit der Temperatur von der Anzahl der Sonnenflecken recht gut ausgesprochen; für die Jahre 1820—1854 erhielt hier W. Köppen (1) einen Temperaturunterschied zwischen Fleckenminimum und Fleckenmaximum von $0,73^{\circ}\text{C}$, in den außertropischen Gebieten von $0,54^{\circ}$, doch werden die Wellen mit zunehmender Breite recht unregelmäßig.

Für die späteren Jahre nach 1870 verringerte sich die 11jährige Temperaturschwankung ziemlich stark; so erhielt C. Nordmann (22) im Mittel von 13 Stationen in niedrigen Breiten eine Schwankung von nur $0,33^{\circ}\text{C}$ und ebenso S. Newcomb (23) für Stationen in den Tropen und mittleren Breiten (1871—1904) nur $0,26^{\circ}$. J. Mielke (24) führte die Untersuchungen Köppens nach unveränderter Methode für die Jahre 1878—1905 (Tropen) bzw. 1870—1901 (Ektropen) fort, so daß ein verlässlicher Vergleich möglich ist, und erhielt folgende Schwankungswerte:

| | | | | | | |
|----------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Jahr | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Tropen | + 0,21 ^o | + 0,12 ^o | + 0,08 ^o | - 0,01 ^o | - 0,13 ^o | - 0,19 ^o |
| Ektropen | + 0,10 ^o | + 0,05 ^o | - 0,07 ^o | - 0,09 ^o | - 0,11 ^o | - 0,24 ^o |
| Jahr | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | |
| Tropen | - 0,17 ^o | + 0,03 ^o | + 0,08 ^o | + 0,01 ^o | + 0,15 ^o | |
| Ektropen | - 0,25 ^o | - 0,11 ^o | - 0,04 ^o | - 0,07 ^o | + 0,08 ^o | |

Die aufeinanderfolgenden Mittel sind nach der Formel $(a + 2b + c)/4$ ausgeglichen, überdies sind einige Jahre als gestört fortgelassen worden; die Endwerte stellen also die 11jährige Schwankung etwas zu günstig dar. Das Jahr 0 entspricht dem Minimum der Sonnenflecken, das Jahr 5 dem Maximum; die Schwankung beträgt für die Tropen $0,40^{\circ}$, für die Ektropen $0,35^{\circ}$, das Temperaturminimum fällt in den Tropen mit dem Maximum der Sonnenflecken zusammen, in den Ektropen auf das nächstfolgende Jahr.

In einer weiteren Arbeit, in welcher W. Köppen (25) die eigenen Untersuchungen sowie die von Mielke und anderen Autoren zusammenfaßte, gelangte er zu den in Abb. 29 dargestellten 11jährigen Schwankungen der Temperatur für verschiedene Gebiete der Erde; die benutzten Beobachtungen umfassen zum großen Teil den Zeitraum von 100 Jahren

(1811—1910), wobei natürlich zu Beginn nur wenig Stationen verfügbar sind; die Kurven sind nach der Formel $(a + 2b + c)/4$ ausgeglichen. Die beiden letzten Kurven („nördliche gemäßigte Zone“ und „ganze Erde“) entstanden in der Weise, daß den Zahlenwerten der einzelnen Gebiete gewisse Gewichte beigelegt wurden. Natürlich erscheint nur ein kleiner Teil des Festlandes genügend mit Stationen vertreten, immerhin

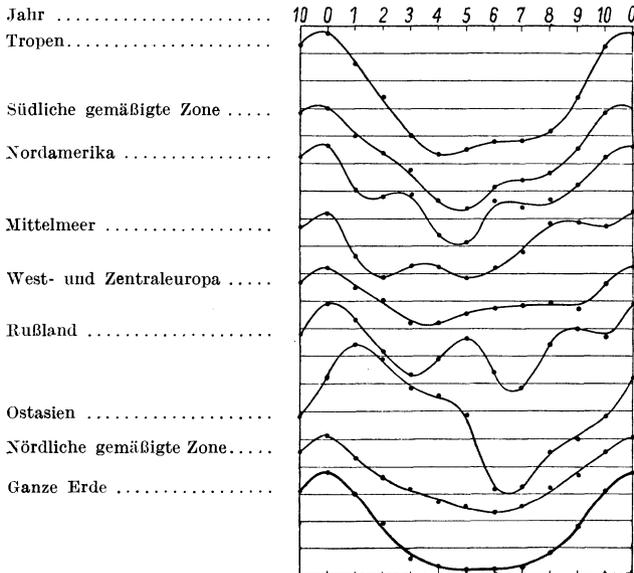


Abb. 29. 11 jährige Periode der Temperatur im Mittel der Jahre 1811—1910 nach W. Köppen, ausgeglichen nach $(a + 2b + c) : 4$

erhält man den Eindruck einer durchaus regelmäßigen, die ganze Erde erfassende Schwankung, deren Amplitude nach Köppen 0,36° beträgt.

Tabelle 29 zeigt, daß bei weitgehender Zusammenfassung zu Zonen der Sinn der Temperaturänderung von Fleckenminimum zu Maximum auch für jede einzelne 11jährige Periode stets (mit einer Ausnahme)

Tabelle 29. Temperaturunterschied zwischen den drei fleckenärmsten und den drei fleckenreichsten Jahren nach W. Köppen

| Periode nach: | 1811 | 1822 | 1833 | 1844 | 1855 | 1867 | 1878 | 1889 | Mittel |
|---------------------|------|------|------|------|------|--------|------|------|--------|
| Nördl. gem. Zone .. | 1,07 | 0,47 | 0,73 | 0,17 | 0,93 | — 0,03 | 0,60 | 0,20 | 0,52 |
| Tropen | | 0,80 | 1,70 | 0,50 | 0,40 | 0,57 | 0,70 | 0,80 | 0,64 |
| Südl. gem. Zone... | | | | 0,73 | 0,67 | 0,97 | 0,43 | 0,57 | 0,67 |

positiv bleibt. Am besten ist der Zusammenhang jedenfalls in den Tropen ausgesprochen, wo die Streuung der Einzelwerte klein bleibt. F. Baur (26) erhielt als Korrelationsfaktor zwischen Temperatur in den Tropen und Sonnenflecken (ein halbes Jahr später) aus dem Zeitraum 1890—1920 den Wert $-0,64 \pm 0,10$.

Je kleinere Gebiete man untersucht, desto größer wird natürlich die Unregelmäßigkeit: Nach L. Mecking (27) besitzt die 11jährige Temperaturperiode in Nordamerika entgegengesetzte Phase gegenüber Mittel-, Nordwest- und Nordeuropa; während in Nordamerika die Temperatur mit zunehmenden Sonnenflecken abnimmt — so wie in den Tropen — ändert sich die Temperatur östlich des Atlantiks parallel mit den Sonnenflecken. B. Droste (28), welche die Untersuchung auch auf Asien und die Nordküste Afrikas ausdehnte, konnte zeigen, daß das europäische Ausnahmegebiet im wesentlichen auf Mittel- und Nordwesteuropa beschränkt ist; der Gegensatz zwischen den Gebieten östlich und westlich des Atlantiks scheint aber nicht gesetzmäßig zu sein, denn nach W. Köppen (25) waren vor 1870 die Verhältnisse gerade umgekehrt, in Europa normaler Verlauf, in Nordamerika dagegen ein gestörter; so muß man wohl annehmen, daß in mittleren Breiten die natürliche Streuung bereits so großen Einfluß hat, daß erst durch die Zusammenfassung sehr großer Zonen der gesetzmäßige Zusammenhang Temperatur—Sonnenflecken zum Ausdruck kommt.

Wie wenig beweisend die Ableitung einer 11 jährigen Temperaturwelle aus einem kleineren Gebiet ist, bezeugen die Zahlenwerte, welche W. Köppen (29) für den Zeitraum 1769—1935 aus einer Reihe von Stationen in Nordwest- und Mitteleuropa abgeleitet hat: Die mittlere Amplitude a dieser Welle beträgt nur $0,15^{\circ}$ C, als Verhältnis zur Expektanz a/E wurde der Wert 1,59 ermittelt, die Zufallswahrscheinlichkeit bleibt also recht groß.

Auch das scheinbare Ergebnis, daß diese Abhängigkeit der Temperatur von den Sonnenflecken bei Bearbeitung kürzerer Reihen und kleinerer Gebiete in hohen Breiten einerseits, im Winter andererseits scheinbar stärker ausgeprägt ist als in niederen Breiten bzw. im Jahresmittel, ist jedenfalls nur durch die größere Streuung in hohen Breiten und im Winter vorgetäuscht; diese Ansicht hat bereits J. Bartels (30) in einem zusammenfassenden Bericht ausgesprochen.

Bemerkenswert ist die Feststellung von F. Baur (31), daß in Deutschland Winter und Sommer sich entgegengesetzt verhalten, daß also die Jahresschwankung der Temperatur zur Zeit des Sonnenfleckenmaximums am kleinsten ist; allerdings beträgt diese 11 jährige Schwankung nur $0,2^{\circ}$ C.

Auch konnte Drost e diese Beziehung für die übrigen untersuchten Gebiete nicht bestätigen, ihre Zahlenwerte sind aber nicht beweisend, da sie für die einzelnen Stationen und Gebiete verschiedene Kalendermonate zu Jahreszeiten zusammenfaßte, ja sogar bald diese, bald jene Jahre als Extremzeiten der Sonnenflecken wählte.

Nachdem die 11jährige Temperaturschwankung nur eine geringe Amplitude von wenigen Zehntelgraden aufweist, ist es selbstverständlich, daß ein herausgegriffener 11 jähriger Zeitabschnitt nur in den Tropen einen einigermaßen ungestörten Verlauf zeigt, während in höheren Breiten der veränderliche und örtlich verschiedene Einfluß der Streuung im Vordergrund steht. So ist es schwer, aus einer synoptischen Darstellung einzelner 11 jähriger Wellen auf der ganzen Erde, wie sie F. Dilger (20) durchgeführt hat, den Anteil, der den Sonnenflecken zuzuschreiben ist, zu trennen von anderweitigen, nicht erfaßbaren und zum Teil jedenfalls nur lokalen Störungen. Auch die Zusammenfassungen von drei Wellen für eine synoptische Darstellung genügt augenscheinlich nicht, um den verzerrenden Einfluß der Streuung in höheren Breiten halbwegs zurückzudrängen; darauf ist es wohl zurückzuführen, daß auch Dilger eine scheinbare Zunahme der Amplitude der 11 jährigen Welle mit der Breite erhält. Und die wiederholten Phasensprünge, wie sie Dilger in mittleren Breiten findet, sind vermutlich nicht als Eigenschaften der 11 jährigen Welle an sich aufzufassen, sondern lediglich als störender Einfluß der Streuung.

Neben der Temperatur wurden im Laufe der Zeit so gut wie alle meteorologischen Elemente auf ihre Abhängigkeit vom Gange der Sonnenflecken geprüft; vorläufig ist aber in den meisten Fällen noch nicht zu entscheiden, ob es sich um reelle oder nur um vorgetäuschte Beziehungen handelt. Für den Niederschlag liegen Anzeichen vor, daß derselbe zur Zeit der Sonnenfleckenmaxima verstärkt ist; aber für Indien z. B. konnte keine einheitliche Beziehung abgeleitet werden, und für Europa erhielt G. Hellmann (32) im Sonnenfleckenzyklus zwei Maxima des Niederschlags, die ungefähr auf Maximum und Minimum der Sonnenfleckenperiode entfallen.

Zahlreich sind auch die Untersuchungen, welche einen Zusammenhang zwischen Gewitterhäufigkeit H und Sonnenfleckenrelativzahl R nachzuweisen versuchen. Vor allem sei die Arbeit von C. E. P. Brooks (33) erwähnt, welche einen großen Teil der Erdoberfläche behandelt. Von den 22 getrennten Gebieten weisen 12 einen positiven Korrelationsfaktor $> 0,1$ zwischen H und R auf, in 6 Gebieten liegt der Korrelationsfaktor zwischen $+ 0,1$ und $- 0,1$ und nur in 2 Gebieten ist er deutlich

negativ, nämlich kleiner als $-0,1$. Wenn auch der Korrelationsfaktor im Mittel aller 22 Gebiete nur $+0,19$ beträgt, so scheint doch für den größten Teil der Kontinente ein paralleler Gang zwischen Gewitterhäufigkeit und Sonnenflecken zu bestehen.

Eine verständliche Erklärung des physikalischen Zusammenhangs zwischen Sonnenflecken und verschiedenen meteorologischen Elementen steht noch aus; denn es ist noch eine offene Frage, ob und in welchem Sinne sich die Solarkonstante mit den Sonnenflecken ändert. W. E. Bernheimer (34) erhielt für einzelne Zeitabschnitte (bis 1922) bald einen positiven, bald einen negativen Korrelationsfaktor; ebenso gelangte F. Baur (35) mit neuerem Material (bis 1929) zu keinem eindeutigen Ergebnis. Auch nach dem neuesten zusammenfassenden Bericht W. E. Bernheimers (36) aus dem Jahre 1936 bleibt die Frage nach dem Zusammenhang zwischen Solarkonstante und Sonnenfleckenrelativzahlen völlig offen.

Erwähnt seien noch die zahlreichen Versuche, den Einfluß der Sonnenflecken auf das Wachstum der Bäume nachzuweisen, die Ergebnisse sind aber recht dürftig. So fand E. Harris (37) zwischen den Jahresringen der Sequoiabäume und den Sonnenflecken für die Zeit 1749—1829 einen Korrelationsfaktor $r = +0,091 \pm 0,075$, für die Zeit 1830—1914 dagegen $r = -0,087 \pm 0,073$; ähnlich gaben alte norwegische Bäume einen kleinen negativen, alte schwedische Bäume für denselben Zeitraum dagegen einen positiven Korrelationsfaktor. Immerhin sind nach A. E. Douglass (38) von 15 Korrelationsfaktoren für Bäume ganz verschiedenen Standorts mit den Sonnenflecken 12 positiv; eine sehr schwache Beziehung scheint vielleicht vorhanden zu sein, aber der Mittelwert dieser 15 Koeffizienten beträgt nur $+0,12$.

4. Die Brücknersche 35 jährige Klimaschwankung

Das große Werk Brückners über Klimaschwankungen vom Jahre 1890 (2) gipfelt in der Feststellung, daß auf der ganzen Erde einheitlich — abgesehen von wenigen Ausnahmegebieten — feucht-kalte Jahre auf eine gleich lange Reihe von trocken-warmen Jahren folgen. Brückner suchte diese Ansicht mit einem äußerst umfangreichen und mit großer Mühe zusammengetragenen Beobachtungsmaterial zu beweisen, und zog hierfür nicht nur Temperatur, Niederschlag und Luftdruck heran, sondern auch Niveauschwankungen von Flüssen und Seen ohne und mit Abfluß, ferner die Dauer der eisfreien Zeit von großen Strömen, die Schwankung des Termins der Weinernte und die Häufigkeit strenger Winter. So

kam er unter Berücksichtigung der Zeit von 1000—1885 auf eine durchschnittliche Periodenlänge von $34,8 \pm 0,7$ Jahre. Die maßgebenden Reihen beziehen sich aber nur auf Europa und auf die Zeit vom Anfang des 18. Jahrhunderts bis gegen Ende des 19. Jahrhunderts.

Brückner gelangte zur Überzeugung, daß dieser Periode nicht nur theoretisches Interesse, sondern eine erheblich praktische Bedeutung zukomme, und er entwickelte die Ansicht, daß die von ihm entdeckte Klimaschwankung von einschneidender Bedeutung für das gesamte Wirtschaftsleben der Menschheit sei, daß der Ertrag der Landwirtschaft, das Verkehrswesen, epidemisch auftretende Krankheiten, ja sogar Völkerwanderungen mehr oder weniger von dieser Klimaschwankung beeinflußt werden. Was die Schwankungen der Alpengletscher betrifft, so war es E. Richter (39), der alsbald (1891) die Ideen Brückners begeistert aufgriff und in den historischen Berichten über Gletscherbewegungen eine vollständige Bestätigung der Brücknerschen 35jährigen Klimaschwankung sehen wollte.

Bei der großen Bedeutung, welche ganz allgemein dieser 35jährigen Klimaschwankung beigelegt wurde und zum Teil noch beigelegt wird, erscheint es wünschenswert, die Ergebnisse Brückners einer kritischen Prüfung zu unterziehen, um so mehr, als die Formulierung Brückners von vornherein dem gegenwärtigen Stand unserer meteorologischen Erkenntnisse zu widersprechen scheint. Brückner spricht

- a) von warm-trockenen und kalt-feuchten Phasen;
- b) daß diese — abgesehen von einigen Ausnahmegebieten — einheitlich auf allen Kontinenten der ganzen Erde ohne Abhängigkeit von der Breite auftreten, und
- c) daß bei einer warm-trockenen Periode der Luftdruck gleichzeitig auf den Azoren erhöht, in Island erniedrigt sei.

Bei verstärktem meridionalen Druckgefälle auf dem Atlantik, also bei verstärkter allgemeiner Zirkulation, soll nach Brückner der Niederschlag überall erniedrigt sein. Die im Abschnitt I besprochenen Untersuchungen (vgl. vor allem Abb. 2 und 5) zeigen aber:

a) Eine einheitliche Abweichung des Niederschlags auf den Kontinenten aller Breiten ist von vornherein ganz unwahrscheinlich; vielmehr ist bei verstärkter Zirkulation zwar der Niederschlag in den Trockengürteln der Erde erniedrigt, in höheren Breiten aber ebenso wie in den Tropen erhöht.

b) Einem verstärkten Druckgefälle zwischen Azoren und Island entspricht gerade in Europa, wo Brückner die meisten Beobachtungen benutzen konnte, verstärkter (und nicht abgeschwächter) Niederschlag.

c) Es muß überraschen, daß einer übernormalen Temperatur ein unternormaler Niederschlag entsprechen soll (in Europa); denn bei verstärkter Zirkulation dürfen wir hier zwar eine übernormale Jahrestemperatur erwarten, aber nicht unternormalen Niederschlag.

Zur Beurteilung der Ergebnisse Brückners ist in Abb. 30 das wesentliche ursprüngliche Beobachtungsmaterial in unausgeglichenen Lustren-

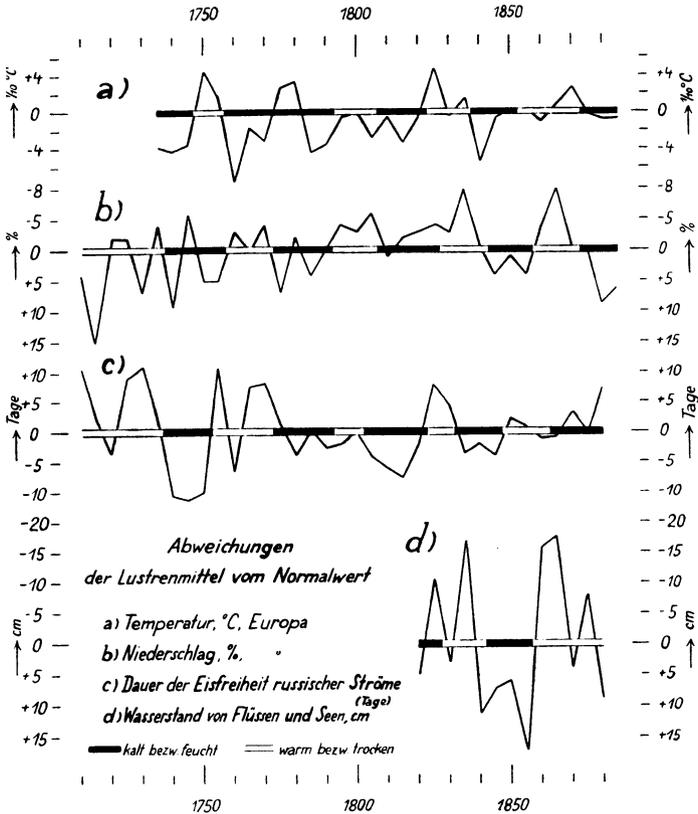


Abb. 30. 5 jährige Mittel von Temperatur, Niederschlag, der Eisfreiheit und des Wasserstandes von Gewässern nach E. Brückner

werten nach Brückner dargestellt und zwar: Für die Temperatur die Lustrenwerte von Europa nach der Tabelle S. 232, l. c., die für die Zeit vor 1756 durch Zahlenwerte von W. Köppen ergänzt sind; für den Niederschlag die Zahlenwerte Brückners „Europa“, und zwar für 1831—1885 auf S. 172, für 1781—1831 auf S. 189 und für die Zeit vorher

auf S. 190. Während Brückner die prozentuellen Abweichungen des Niederschlags für jede dieser drei Perioden getrennt vom jeweiligen Mittelwert berechnete, wurden hier alle Abweichungen vom Mittel 1831—1885 bestimmt und in Abb. 30 (positive Abweichungen nach unten) eingetragen.

Die Dauer der eisfreien Zeit pro Jahr auf zahlreichen russischen Flüssen in Abweichungen vom Mittelwert ist von Brückner im wesentlichen aus einer Arbeit von M. Rykatschew (40) übernommen worden. Für die Niveauschwankungen von Seen und Flüssen wurden aus den Tabellen Brückners S. 127 bis 129 die am weitesten nach rückwärts reichenden Beobachtungsreihen (Genfer- und Bodensee, Rhein bei Düsseldorf, Elbe bei Magdeburg und Oder bei Oppeln) zu einer mittleren Reihe vereinigt. Die Bezeichnungen „kalt“ oder „warm“, „feucht“ oder „trocken“ sind in Abb. 30 ebenfalls nach Brückner (S. 236) eingetragen.

Betrachtet man die Kurvenzüge dieser Abbildung, so muß man feststellen, daß der Niederschlag in der Zeit 1810—1880 zwei recht gut ausgesprochene Schwankungen von rund 35 Jahren Periodenlänge aufweist, aber früher, im 18. Jahrhundert, ist von einer 35jährigen Periode wohl so gut wie nichts zu sehen. Bei der Temperatur ist von einer solchen überhaupt wenig zu merken; vor allem sind die „trockenen“ und „warmen“ Phasen durchaus nicht synchron; so werden als „feucht“ die Jahre 1736—1755 bezeichnet, dagegen als „kalt“ nur die Jahre 1731—1745, während die folgenden Jahre 1746—1755 „warm“ sind. Die gesamten 35 Jahre 1756—1790 hat Brückner als „kalt“ bezeichnet, obwohl doch augenscheinlich die Jahre 1775—1785 eine entschieden übernormale Temperatur aufweisen. Die summarische Bezeichnung „kalt“ mußte wohl aus dem Grunde vorgenommen werden, weil sonst bei der Temperatur um eine volle „35jährige“ Periode mehr herausgekommen wäre als im gleichen Zeitraum beim Niederschlag.

Eine Berechnung des Korrelationsfaktors Temperatur-Niederschlag nach den Original-Lustrenwerten ergab — wie zu erwarten — einen positiven Wert $r = +0,12$. Wenn auch dieser Wert sehr klein ist, so besteht jedenfalls keine Berechtigung, von warm-trockenen bzw. kalt-feuchten Zeiten zu sprechen.

Was die mittlere Länge dieser Periode, 34,8 Jahre, betrifft, so hat Brückner selbst erklärt, daß diese Länge erheblich schwankt. Auf S. 270 gibt er folgende Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Periodenlängen an:

| | | | | | | | |
|---------------|----|----|----|----|----|----|----|
| Jahre | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | 45 | 50 |
| n | 6 | 10 | 12 | 13 | 12 | 8 | 4 |

Es besteht also nur ein sehr flaches Maximum bei 35 Jahren.

Bei dieser starken Streuung der Werte für die Periodenlänge von 20 Jahren bis auf das $2^{1/2}$ -fache erscheint es von vornherein aussichtslos, in einem Periodogramm für die mittlere Amplitude ein hinreichend großes Vielfaches der Expektanz bei 35 Jahren zu erhalten. Es ist vielmehr die Frage berechtigt, ob nicht etwa lediglich durch die von Brückner befolgte Rechenmethode Rhythmen bestimmter Länge bevorzugt und in den Vordergrund gestellt wurden.

Da Brückner Lustrenwerte benutzte, beträgt die kürzeste mögliche Welle 10 Jahre, nach einfachen Wahrscheinlichkeitsgesetzen wird aber nur in der Hälfte der Fälle nach einer Abweichung bestimmten Vorzeichens sogleich eine entgegengesetzte Abweichung folgen, in der anderen Hälfte sind Sequenzen gleichen Vorzeichens zu erwarten; es werden daher bei zufälliger Verteilung der Einzelwerte 10-, 15-, 20- und mehrjährige „Perioden“ auftreten, deren Mittelwert aus folgenden Wahrscheinlichkeitsüberlegungen beurteilt werden kann.

Gegeben sei eine Reihe nach dem Zufall verteilter Zahlen, denen vorerst in keinem Teile des ganzen Bereichs $-\infty$ bis $+\infty$ eine bevorzugte Wahrscheinlichkeit zukommen möge. Wird dann von einem Extrem, z. B. einem Maximum ausgegangen, also von einer Wertegruppe 1—2—3, in welcher die zweite Zahl größer als die vorangehende und die nachfolgende sein soll, so wird mit gleicher Wahrscheinlichkeit die nächstfolgende 4. Zahl größer oder kleiner sein als die 3. Zahl. In der Hälfte der Fälle folgt also unmittelbar dem Maximum ein Minimum, in der übrigen Hälfte ist dieses Intervall größer als die Einheit, und zwar ergibt sich ohne weiteres für das 2-, 3-, n -fache Intervall zwischen Maximum und darauffolgendem Minimum die Wahrscheinlichkeit

$\frac{1}{4}, \frac{1}{8} \dots \frac{1}{2^n}$. Als mittleres Intervall erhält man $\sum_1^{\infty} n \frac{n}{2^n} = 2$; das

mittlere Intervall von Maximum zu Maximum oder von Minimum zu Minimum ist dann doppelt so groß, beträgt also 4 Einheiten.

Handelt es sich nun um eine Reihe von Meßwerten (z. B. Jahresmitteln) bei welchen einem Mittelwert die größte Wahrscheinlichkeit zukommt, dann sind die obigen Überlegungen etwas zu ändern: Nach einer großen positiven Abweichung ist mit größerer Wahrscheinlichkeit zu erwarten, daß der nächste Wert wieder kleiner wird als umgekehrt, das mittlere Zufallsintervall zwischen je zwei Maxima oder je zwei Minima wird dadurch etwas — aber in nicht angebbarem Ausmaß — verkleinert, z. B. von 4 auf $3^{1/2}$ Jahre. Bedeuten — wie im vorliegenden Falle — die Aus-

gangszahlen nicht Jahresmittel sondern Lustrenwerte, dann beträgt die mittlere „Zufallsperiode“, wie sie sich durch das Abzählen von aufeinanderfolgenden Extremen ergibt, etwa $5 \times 3,5$ Jahre, also 17,5 Jahre.

Nun hat Brückner die aufeinanderfolgenden rohen Lustrenwerte noch nach der Formel $(a + 2b + c)/4$ ausgeglichen, wodurch die kürzeren Wellen zum Teil ausgemerzt wurden. Die mittlere Periodenlänge vergrößert sich dadurch etwas, vielleicht auf 25 Jahre; außerdem hat aber Brückner noch verschiedene kürzere und in den Kurven wenig ausgesprochene Wellen überhaupt nicht berücksichtigt, wodurch die mittlere „Periodenlänge“ noch etwas verlängert wird.

Um zu zeigen, daß man tatsächlich mit Zufallszahlen nach dem von Brückner angewendeten Rechenverfahren scheinbare Rhythmen derselben Größenordnung erhält, wurde aus einem Säckchen mit den Nummern 1 bis 99 stets je eine Nummer herausgezogen, aufgeschrieben

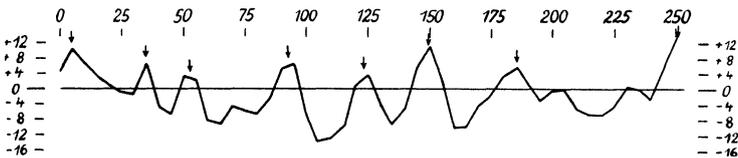


Abb. 31. „35-jährige“ Periode, ermittelt nach dem Rechenverfahren Brückners aus Zufallszahlen

und wieder ins Säckchen zurückgelegt, sodann wurden die Nummern im Säckchen gemischt. Je fünf aufeinanderfolgende Zahlen wurden zusammengezählt, also zu „Lustrenwerten“ zusammengefaßt und diese aufeinanderfolgenden Mittel nach der Formel $(a + 2b + c)/4$ ausgeglichen. Durch die Begrenzung der Zahlen auf 1 bis 99 wurde eine Annäherung an die natürlichen Verhältnisse erreicht, daß nämlich auch bei diesen Zahlen nach einem hohen Werte mit größerer Wahrscheinlichkeit ein Absinken als ein weiteres Ansteigen zu erwarten ist. Das Ergebnis dieses Versuchs ist in der Kurve Abb. 31 wiedergegeben. Faßt man streng das Intervall zwischen je zwei geometrischen Maxima der Kurve als „Periodenlänge“ auf, so gelangt man zu einer mittleren „Periodenlänge“ von 25 Jahren; läßt man dagegen — wie dies ja auch Brückner getan hat, unbedeutende Aufwölbungen unberücksichtigt und zählt nur die mit Pfeilen bezeichneten Maxima, so entfallen sieben Intervalle auf einen Zeitraum von 245 „Jahren“; man erhält also als „Periodenlänge“ zufällig genau 35 „Jahre“. Die kürzeste „Periodenlänge“ beträgt 15, die längste 65 „Jahre“, bei Brückner schwankt sie zwischen 20 und 50 Jahren.

Damit dürfte gezeigt sein, daß keinerlei Anlaß besteht, an eine 35jährige Periode als Naturerscheinung zu glauben, vielmehr reicht das von Brückner benutzte Rechen- und Ausgleichsverfahren an sich schon aus, um auch bei rein zufälliger Verteilung durch selektive Ausziehung Rhythmen dieser Größenordnung vorzutauschen.

Damit könnte die Besprechung der Brücknerschen Klimaschwankung abgeschlossen werden; es würde auch zu weit führen, alle die klimatologischen Untersuchungen, in welchen auf eine 35jährige Periode Bezug genommen wird, anzuführen. In den Arbeiten, in welchen die Schustersche Periodogrammanalyse zur Anwendung kam, wurde zwar öfters für eine 35jährige Versuchsperiode eine übernormale Amplitude gefunden, in keinem Falle aber eine auffällig große, welche die Annahme einer äußeren Kraft nahelegen würde.

So findet E. Trautmann (41) im Mittel von 28 europäischen Stationen aus den 90 Jahren 1835—1925 für Versuchsperioden von 31 bis 40 Jahren folgende mittlere Amplituden (Prozente des mittleren Niederschlags):

| | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| Jahre | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | Mittel |
| Amplitude, % | 5,22 | 5,29 | 5,27 | 5,46 | 5,48 | 5,58 | 5,42 | 5,31 | 5,31 | 5,50 | 5,38 |

Das Maximum bei 36 Jahren ist sehr flach und der zweit höchste Wert tritt erst bei 40 Jahren auf; die Phasenwinkel dieser 28 Stationen streuen über alle vier Quadranten. D. Alter (42) findet aus einer 200jährigen Niederschlagsreihe (kombiniert aus 15 englischen Stationen, die zum Teil bis 1727 zurückreichen), keinerlei Andeutung für die Brücknersche Klimaschwankung; ebensowenig C. Easton (43) in seiner langen Reihe der Wintercharakterzahlen. Desgleichen fand W. Köppen (29) aus der Zusammenfassung von 19 Beobachtungsreihen im westlichen Mitteleuropa, welche den Zeitraum 1761—1935 überdecken, von der 35jährigen Brücknerschen Klimaschwankung kein erkennbares Anzeichen. Ebensowenig auch in den von L. Berg zusammengestellten Schwankungen des Kaspischen Meeres für die Zeit 1680—1925 (44).

G. Afzelius (45) erhielt zwar für die langen Niederschlagsreihen von Klagenfurt (108 Jahre) und von Padua (195 Jahre) recht kleine Zufallswahrscheinlichkeiten für eine Periode zwischen 30 und 40 Jahren. Aber für Klagenfurt ergibt sich die große Amplitude bei einer Versuchsperiode von 31 Jahren, bei Padua dagegen bei 38 Jahren; so würden in Klagenfurt auf 155 Jahre fünf solche Klimaschwankungen entfallen, in Padua dagegen auf denselben Zeitraum nur vier. Das kann bei realen Perioden wohl als ausgeschlossen gelten, zumal die Entfernung nur 400 km beträgt.

Auch die Gletscher verhalten sich, wie sich A. v. Böhm (46) ausdrückt, „widerspenstig gegen Brückners Klimaperioden“.

Bei aller Anerkennung der für die Zeit vor 50 Jahren so bedeutenden Leistung E. Brückners muß doch dessen Ansicht von der Existenz einer 35jährigen Klimaschwankung heute als Irrtum gekennzeichnet werden und kann heute nur historisches Interesse beanspruchen.

5. Die 16jährige Periode

Eine besonders auffällige Periode von rund 16 Jahren wurde von A. Wagner zuerst in den Temperaturverhältnissen von Wien und weiter in denen von Mitteleuropa gefunden (47), und zwar sowohl für den ganzen untersuchten Zeitraum 1776—1923, wie auch nach Unterteilung der Beobachtungsreihe in mehrere Unterabschnitte. Sie tritt Sommer und Winter mit recht genau entgegengesetzter Phase auf, so daß es sich vor allem um eine periodische Änderung der Jahresschwankung der Temperatur handelt. Für letztere beträgt die Amplitude $0,74^{\circ}$, für den Winter $0,52^{\circ}$ und für den Sommer nur die Hälfte, nämlich $0,23^{\circ}$. Der Temperaturunterschied Sommer—Winter änderte sich also während fast $1\frac{1}{2}$ Jahrhunderte in einem 16jährigen Rhythmus um $\pm \frac{3}{4}^{\circ}$; der Unterschied der Jahresschwankung zwischen den Extremzeiten von $1\frac{1}{2}^{\circ}$ erscheint recht beträchtlich, er ist jedenfalls ganz wesentlich größer als die 11jährige Temperaturschwankung selbst in den Tropen.

In Tabelle 30 ist die mittlere Jahresschwankung der Temperatur von Wien, geordnet nach Folgen von 15 Jahren, für drei aufeinanderfolgende Zeitabschnitte von 45 Jahren in Abweichungen vom Mittel dargestellt; wie daraus zu ersehen ist, prägt sich eine Periode von ungefähr 15 Jahren in jedem der drei Zeitabschnitte ganz deutlich aus, die Verschiebung der Lage der Extreme nach rechts zeigt an, daß die mittlere Periodenlänge etwas größer als 15 Jahre ist, die Rechnung ergibt etwas weniger als 16 Jahre, vielleicht 15,8 oder 15,9 Jahre.

In Abb. 32 ist der mittlere Verlauf dieser 16jährigen Periode für Wien, und zwar für die Jahresschwankung (Sommer—Winter), Sommer und schließlich Winter (verkehrt) dargestellt. Da die Expektanz für die Jahresschwankung, berechnet nach der Formel $E = v \pi / \sqrt{2N}$, $0,287$ beträgt, ist das Verhältnis Amplitude a : Expektanz $E = k = 2,56$; die Zufallswahrscheinlichkeit, daß eine willkürlich herausgegriffene Versuchsperiode eine mindestens ebenso große Amplitude besitzt wie die 16jährige,

beträgt nur 0,006; dagegen ist die Wahrscheinlichkeit dafür, daß wenigstens eine unter den rund 30 für das Periodogramm berechneten voneinander unabhängigen Versuchsperioden eine so große Amplitude aufweist, fast 0,2!

Tabelle 30. Wien, jährliche Temperaturschwankung Sommer—Winter, in Abweichungen vom vieljährigen Mittel nach Folgen von 15 Jahren; $(a + 2b + c): 4, ^\circ\text{C}$

| Jahre | 1776—1820 | 1821—1865 | 1866—1910 | 1776—1910 |
|-------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1 | — 0,63 | — 0,70 | — 0,37 | — 0,75 |
| 2 | — 0,03 | — 0,70 | — 0,97 | — 0,59 |
| 3 | 0,00 | — 0,17 | — 0,93 | — 0,24 |
| 4 | — 0,40 | — 0,63 | — 1,57 | 0,03 |
| 5 | 0,50 | — 0,43 | — 0,10 | 0,68 |
| 6 | 1,43 | 1,23 | 0,93 | 0,94 |
| 7 | 0,67 | 1,43 | 0,30 | 0,44 |
| 8 | 0,27 | 0,03 | — 0,03 | 0,49 |
| 9 | 0,77 | 0,07 | 0,53 | 0,67 |
| 10 | — 0,17 | 0,97 | 1,13 | 0,12 |
| 11 | — 0,93 | 0,50 | 0,87 | — 0,41 |
| 12 | — 0,50 | — 0,13 | 0,03 | — 0,26 |
| 13 | — 0,20 | — 0,47 | — 0,17 | — 0,11 |
| 14 | — 0,07 | — 0,50 | 0,20 | — 0,25 |
| 15 | — 0,37 | — 0,30 | 0,37 | — 0,68 |

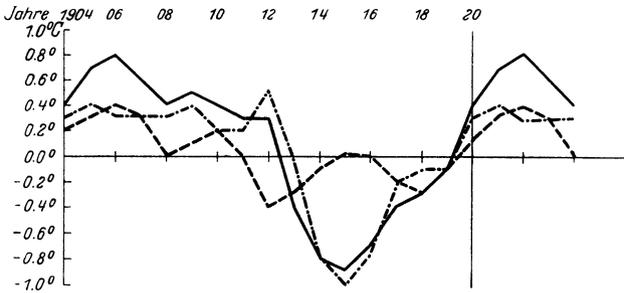


Abb. 32. Wien, 16jährige Periode der Temperatur
 — Sommer—Winter, - - - - Sommer, - · - · - Winter (verkehrt)

Fast gleichzeitig mit der genannten Untersuchung von A. Wagner fand D. Alter (48) eine Periode von 15,75 Jahren deutlich im Niederschlag von Nordamerika (1820—1922), dem westlichen Nordeuropa (1748—1920) und schließlich in Indien (1863—1918) ausgeprägt. Enge (49) stellte für die lange Niederschlagsreihe von Rom (1786—1920) eine klar ausgeprägte 16jährige Periode fest und F. Bergsten (50) eine

ebensolche für die Seespiegelschwankungen im Wenersee in Schweden (1807—1923); im letzteren Falle ergab sich ein recht großes Verhältnis $a/E = 2,8$.

Wie L. Weickmann (51) gezeigt hat, bleibt die Phase einer 16jährigen Periode der Jahresschwankung der Temperatur recht befriedigend konstant; Weickmann faßte die Temperaturen von Paris, Wien, Warschau und Wilna zu mittleren Werten zusammen, berechnete für je 48 Jahre die 16jährige Periode und untersuchte den Phasensprung dieser Welle, der bei Verschiebung der benutzten Zahlenreihe um je 8 Jahre eintritt. Er erhielt 1760, 1720, 1950, 2010, 1490, 1970, 1470, 2020, im Mittel genau

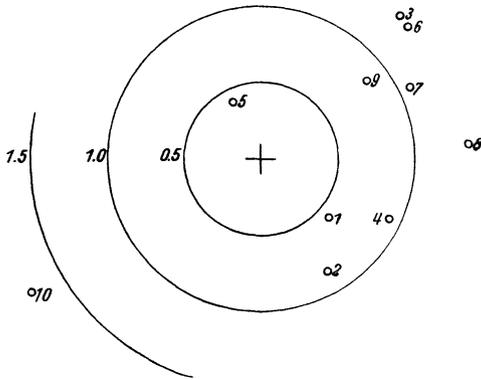


Abb. 33. Wien, 16jährige Periode der Jahresschwankung der Temperatur. Punktwolke nach J. Bartels für die Einzelwellen 1—10

1800. Auch im Niederschlag blieb die Phase einer 16jährigen Periode bis 1920 befriedigend konstant, wie G. Seidel (52) an verschiedenen zum Teil bis vor 1800 zurückreichenden Niederschlagsreihen zeigen konnte.

Wenn auch J. Bartels (53) die reale Existenz einer solchen 16jährigen Periode trotz der großen Regelmäßigkeit, welche diese während des ganzen Beobachtungszeitraumes aufwies, skeptisch beurteilte, wird doch diese Periode im allgemeinen als reelle Naturerscheinung aufgefaßt. Das Verhalten der letzten 16 Jahre nach 1920 ist aber dieser Auffassung durchaus ungünstig, wie aus Tabelle 31 und Abb. 33 klar hervorgeht: Für die Jahresschwankung der Temperatur in Wien wurden Amplitude a und Phase A einer 16jährigen Welle aus je 16 aufeinanderfolgenden Jahren berechnet. Tabelle 31 enthält für die zehn Einzelwellen, welche der 160jährige Zeitraum 1776—1935 umfaßt, die Werte von a und A , außerdem noch die Mittelwerte, welche sich durch Hinzufügen der

2., 3., . . . , 10. Welle ergeben. Bei rein zufälliger Verteilung sollte die mittlere Amplitude mit $1/\sqrt{N}$ abnehmen, die Phasen der Einzelwellen sollten unregelmäßig über alle vier Quadranten verteilt sein und die einzelnen Amplituden a sollten zur Hälfte größer sein als die aus 16 Jahreswerten zu erwartende Expektanz $E = 0,87^{\circ}$, zur anderen Hälfte kleiner.

Tabelle 31. 16jährige Periode der Jahresschwankung der Temperatur in Wien; Amplitude und Phase für einzelne Zeitabschnitte

| Welle | Jahre | a in $^{\circ}\text{C}$ | A° | Welle | a_m | A_m |
|-------|-----------|---------------------------|-------------|-------|-------|-------|
| 1 | 1776—1791 | 0,58 | 319 | 1 | 0,58 | 319 |
| 2 | 1792—1807 | 0,85 | 301 | 1—2 | 0,71 | 308 |
| 3 | 1808—1823 | 1,30 | 406 | 1—3 | 0,59 | 354 |
| 4 | 1824—1839 | 0,92 | 335 | 1—4 | 0,67 | 347 |
| 5 | 1840—1855 | 0,41 | 476 | 1—5 | 0,49 | 355 |
| 6 | 1856—1871 | 1,29 | 402 | 1—6 | 0,58 | 371 |
| 7 | 1872—1887 | 1,08 | 424 | 1—7 | 0,64 | 374 |
| 8 | 1888—1903 | 1,35 | 364 | 1—8 | 0,73 | 373 |
| 9 | 1904—1919 | 0,86 | 397 | 1—9 | 0,74 | 376 |
| 10 | 1920—1935 | 1,74 | 211 | 1—10 | 0,49 | 363 |

Die tatsächliche Verteilung weicht von einer nach dem Zufall zu erwartenden wesentlich ab. In Abb. 33 sind die einzelnen Wellen entsprechend ihrer Amplitude und Phase als Endpunkte je eines Vektors eingetragen und fortlaufend mit 1—10 numeriert. Man sieht, daß die Wellen 1—9 (bis 1919) mit Ausnahme der 5. Welle recht gleichmäßig auf den ersten und zweiten Quadranten zusammengedrängt sind und so den regelmäßigen Ablauf der Welle veranschaulichen.

Die Welle 10 (1920—1935) dagegen entspricht durchaus nicht den Erwartungen: Die Amplitude ($a = 1,74^{\circ}$) ist zwar die größte von allen und mehr als doppelt so groß als der Mittelwert aus 1 bis 9, die Phase ist aber fast entgegengesetzt! Dadurch verringert sich die Amplitude im Mittel aller zehn Wellen von $0,74^{\circ}$ auf $0,49^{\circ}$ und das Verhältnis a/E beträgt nur mehr 1,77! Die Zufallswahrscheinlichkeit ist dadurch so groß geworden, daß die Notwendigkeit für die Annahme einer äußeren Kraft, welche diese mittlere Amplitude erzeugen soll, nicht mehr in Betracht kommt.

Es bleibt nur die immer noch interessante Feststellung, daß diese 16jährige Periode mit bemerkenswerter Regelmäßigkeit durch $1\frac{1}{2}$ Jahrhunderte andauerte, um aber dann einen „Phasensprung“ von fast 180° aufzuweisen. Daß solche Phasensprünge aber nicht als Eigenschaft einer mehrjährigen Periode, sondern lediglich als Ergebnis der natür-

lichen Streuung zu werten sind, läßt sich gerade an diesem Beispiel sehr wahrscheinlich machen: Das abnormale Verhalten der letzten 16 Jahre ist in erster Linie bedingt durch den besonders strengen Winter 1929, der eine stark übernormale Jahresschwankung der Temperatur zur Folge hatte, während nach der 16jährigen Periode etwa auf das Jahr 1931 das Minimum der Jahresschwankung fallen sollte, und zum Teil auch durch das abnormale Verhalten der Jahre 1920 und 1921, welche an Stelle einer schwach übernormalen Jahresschwankung eine stark unternormale aufwiesen.

Das nächstliegende ist daher, das Auftreten dieser 16jährigen Periode durch $1\frac{1}{2}$ Jahrhunderte hindurch als Spiel des Zufalls zu bezeichnen oder aber — was für sehr lange Zeit auf dasselbe hinauskommt — zu sagen, daß der Einfluß der natürlichen Streuung so groß ist, daß erst ein Vielfaches der bisherigen Beobachtungsdauer zu einem befriedigenden Nachweis dieser Periode hinreichen würde. Auf jeden Fall wird es notwendig sein, vorläufig zuzuwarten, was die nächsten Dezennien ergeben werden.

Unter diesen Umständen kann der synoptischen Darstellung dieser 16jährigen Periode, wie sie L. Weickmann (51) und G. Seidel (52) versucht haben, schwerlich mehr als formale Bedeutung zukommen. Weickmann hat mit der 16jährigen Periode der Jahresschwankung der Temperatur als erster den interessanten Versuch gemacht, eine mehrjährige Periode synoptisch für einen großen Teil der Erde darzustellen; die Schwierigkeiten der Interpretation der Verteilung von Amplitude und Phase sind aber beträchtlich: Es muß nicht nur die Existenz der untersuchten Periode als Naturerscheinung vorausgesetzt werden, es muß auch angenommen werden, daß trotz Benutzung kurzer Beobachtungsreihen die Entwicklung dieser Perioden nicht merklich gestört ist.

Weickmann mußte fast zur Hälfte Stationen mit nur 16jährigen Reihen benutzen, die zum Teil gar nicht synchron sind. Wenn auch für Mitteleuropa eine befriedigende Phasenkonstanz festgestellt werden konnte, so darf eine solche gewiß nicht von vornherein für das ganze untersuchte Gebiet (Eurasien, Afrika, Australien) angenommen werden; örtlich begrenzte Störungen einzelner Jahre müssen notwendigerweise auch eine reelle Periode ganz wesentlich verzerren, wenn diese aus nur kurzen und nicht streng vergleichbaren Beobachtungsreihen abgeleitet wird. Als Ergebnis dieses örtlich verschiedenen Streuungseinflusses erhält man große Unterschiede in der Phase, welche eine wandernde Welle

oder auch Knotenlinien einer stehenden Welle vortäuschen. Bei einer reellen, die ganze Erdoberfläche umfassenden mehrjährigen Periode müßte man gerade umgekehrt ein sehr ruhiges Bild der Isophasen (entweder Unveränderlichkeit der Phase oder sehr allmähliche gesetzmäßige Änderung) erwarten. Dieselben Bedenken liegen auch bei der synoptischen Darstellung der 16 jährigen Periode von G. Seidel vor.

6. Die 3 jährige Periode

Diese besonders im Bereich des malaiischen Archipels gründlich untersuchte Periode kann von vornherein nicht als kohärente, durch längere Zeit mit konstanter Phase aufscheinende Welle gewertet werden.

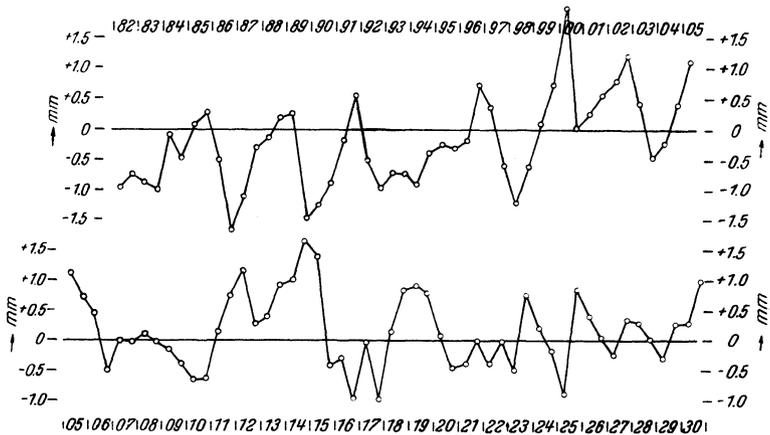


Abb. 34. Dreijährige Druckschwankung in Darwin, Australien, Sechsmonat-Mittel

Trotzdem beansprucht sie ein besonderes Interesse, weil hier zum erstenmal die Art, wie solche Perioden zustande kommen können, näher geprüft worden ist.

Da die 3- bis $3\frac{1}{2}$ jährige Periode nach Braak (54) am deutlichsten im Luftdruck von Darwin, Australien zum Ausdruck kommt, ist in Abb. 34 der Luftdruck dieser Station in Halbjahresmitteln (I—VI und VII—XII) für die Jahre 1882—1930 nach den Zahlenwerten der World Weather Records graphisch dargestellt. Benutzt man mit Braak und Berlage übergreifende Sechsmonatmittel, so macht die graphische Darstellung natürlich einen mehr abgerundeten Eindruck, im wesentlichen aber deckt sich die Darstellung der Abb. 34 mit der von Braak (54) bis 1918 gegebenen; nur zeigt sich in ersterer bis etwa 1915 eine säkulare

Zunahme des Luftdrucks während Braak mit Ende 1895 einen Sprung in der Beobachtungsreihe von etwa 1,2 mm annimmt.

In den Jahren 1884—1893 und 1896—1905 zeigt sich deutlich eine etwa 3jährige Welle, die schwerlich ohne das Eingreifen bestimmter physikalischer Kräfte erklärt werden kann, da die halbjährigen Mittel meist stetig von Maximum zu Minimum absinken und dann wieder ansteigen. In der zweiten Hälfte der Beobachtungsreihe, seit 1906, ist aber von einer halbwegs regelmäßigen 3jährigen Welle wohl nichts zu bemerken.

Würde diese Welle dauernd mit ihrer großen Amplitude in Erscheinung treten, so wäre mit ihrer Hilfe eine ausgezeichnete, langfristige Druckprognose möglich, denn während der Zeit ihres Auftretens ist die Streuung der Einzelwerte fast ausschließlich durch diese Welle bedingt. Die durchschnittliche Abweichung v der Halbjahresmittel beträgt für die ganze Beobachtungsreihe 0,55 mm, also die mittlere (quadratische) Abweichung $\mu = 0,69$; in den oben bezeichneten Jahren 1884—1893 und 1896—1905 beträgt die Amplitude a der Welle (ausgedrückt durch den halben mittleren Unterschied zwischen den aufeinanderfolgenden Extremen) 0,95 mm. Nach der von D. Brunt (15) gegebenen Formel ist die verbleibende Streuung nach Abzug einer vorgegebenen Welle: $\mu_1^2 = \mu^2 - a^2/2$; in unserem Falle würde sich $\mu = 0,69$ auf $\mu_1 = 0,16$ also auf weniger als den vierten Teil verringern. Der mittlere Fehler der Jahre mit kräftig entwickelter Periode ist nur wenig größer (0,73 mm), wenn man die allmähliche säkulare Änderung eliminiert.

Wegen ihres nur gelegentlichen Auftretens konnte aber diese Periode die ursprünglich auf sie gesetzten Hoffnungen in prognostischer Hinsicht nicht erfüllen; ihr kommt daher wenig praktische Bedeutung zu, wohl aber eine erhebliche theoretische, da hier die Möglichkeit gegeben scheint, das Zustandekommen dieser Welle auf physikalische Einflüsse zurückzuführen. Da nur wenige Wellen für die nähere Untersuchung zur Verfügung stehen, muß von vornherein von einer genaueren Bestimmung der Wellenlänge und von der Beantwortung der Frage, ob diese Wellenlänge konstant sei, abgesehen werden.

Wohl hat H. P. Berlage (55) versucht, durch Ausmessen der Jahresringe von langlebigen Bäumen auf Java den Beweis zu erbringen, daß eine dreijährige (oder etwas längere) Periode in Java auch im Mittel ganzer Jahrhunderte klar zutage tritt. Es scheint aber, daß seine Zahlenwerte eine einfache und ganz triviale Erklärung finden: Berlage erhielt durch Auszählen der auftretenden Extreme in den aufeinanderfolgenden Ringbreiten von 28 Djati-Scheiben die in der zweiten Zeile angegebene

Anzahl von Extremwerten und berechnete daraus für jeden angegebenen Zeitraum die in der dritten Zeile stehenden Werte einer mittleren Periodenlänge.

| | | | |
|----------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Jahre | 1519—1600 | 1600—1700 | 1700—1800 |
| Extreme, <i>n</i> | 47 | 61 | 58 |
| Periodenlänge, Jahre | 3,44 | 3,28 | 3,45 |
| Jahre | 1800—1900 | 1900—1929 | 1519—1929 |
| Extreme, <i>n</i> | 67 | 15 | 248 |
| Periodenlänge, Jahre | 2,98 | 3,87 | 3,32 |

Berlage schließt, daß die 3jährige Periode im Jahrhundert 1800—1900 rein aufgetreten sei, in der übrigen Zeit aber durch eine zumeist bestehende Störung auf etwa 3,5 Jahre verzerrt worden sei.

Aber bereits bei der Besprechung der Brücknerschen Klimaschwankung (S. 196) konnte aus Wahrscheinlichkeitsbetrachtungen abgeleitet werden, daß sich bei zufälliger Verteilung von Jahreswerten ein mittleres Intervall zwischen zwei aufeinanderfolgenden Maxima (oder Minima) von etwa $3\frac{1}{2}$ Jahren ergibt und so eine Periode von dieser Länge vortäuscht; es wäre im Gegenteil überraschend, wenn bei strenger Auszählung der Extreme aus Jahresmitteln ein wesentlich anderer Wert herauskäme.

Sir N. Shaw (56) führt für das Intervall 2,0 bis 4,0 Jahre nicht weniger als 27 verschiedene Periodenlängen an, für welche Forscher die Existenz einer Periode glaubhaft machen wollen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß ein erheblicher Teil dieser angeblichen Perioden auf die oben angeführte Weise eine harmlose Erklärung findet. Als Beispiel sei erwähnt, daß W. Köppen (57) verschiedene Warwen-Serien ausgezählt und insgesamt 331 Minima der Schichtdicke auf 1000 Jahre gefunden hat; daraus ergibt sich eine mittlere scheinbare Periodenlänge von etwas mehr als 3 Jahren.

So bleibt nur die bewiesene Tatsache, daß gelegentlich — insbesondere im Bereich des malaiischen Archipels — eine Folge einiger sehr regelmäßiger Wellen auftritt, die aber bald — jedenfalls durch Dämpfung — wieder verschwinden. Von 1884 (Minimum) bis 1893 (Minimum) und von 1896 (Maximum) bis 1905 (Maximum) ist ein Wellenzug von je drei ausgebildeten Wellen festzustellen. In der Zwischenzeit und in der ganzen Zeit nach 1905 kann von einer 3jährigen Periode nicht gesprochen werden.

Da die Amplitude von Darwin aus nach allen Seiten hin abnimmt, bewirkt diese Welle auch recht erhebliche Änderungen des Druck-

gradienten und beeinflußt z. B. in Java in auffälliger Weise Stärke und Andauer des feuchten Westmonsuns bzw. des trockenen Ostmonsuns; einem Druckmaximum in Darwin entspricht eine Verstärkung der Südkomponente des Windes, also eine Verlängerung des Ostmonsuns mit gleichzeitiger Verkürzung des Westmonsuns und umgekehrt.

Es ist mehrfach versucht worden, die Verbreitung einer 3- bis $3\frac{1}{2}$ -jährigen Druckperiode auf der ganzen Erdoberfläche zu untersuchen. Vor allem haben N. Lockyer und W. J. S. Lockyer (58), die wohl als erste auf die Existenz einer solchen etwa 3jährigen Druckwelle aufmerksam gemacht haben, bereits 1902 und 1903 auch die Verteilung derselben auf einem großen Teil der Erde untersucht. Ihr Beobachtungsmaterial für 73 Stationen und eine zusammenfassende Diskussion wurden 1908 veröffentlicht (59); hierbei ergab sich die Vorstellung, daß es sich um eine stehende Welle handle mit einer Knotenlinie, welche sich östlich von Australien über Zentralasien und Nordwesteuropa längs der Ostküste des Atlantischen Ozeans hinzieht; insbesondere soll der Bereich des Indischen Ozeans einerseits, Südamerika andererseits im Gegentakt schwingen; dies ist die in der Literatur immer wieder zitierte „Luftdruckschaukel“, die sich aber im wesentlichen nur auf die 3jährige Welle bezieht. Allerdings war bei der geringen Anzahl der benutzten Stationen und beim fast völligen Fehlen von Inselstationen eine verlässliche Linienführung kaum möglich; C. Braak (60) vertritt die näherliegende Ansicht, daß die mittleren Tiefdruckgebiete entgegengesetzt zu den Hochdruckkernen schwingen, daß es sich also um eine Schwankung der Intensität der allgemeinen Zirkulation handle.

Es muß auch erwähnt werden, daß zwar in niederen Breiten der Einfluß der mittleren Streuung gegenüber der großen Amplitude ganz zurücktritt, daß aber in höheren Breiten diese Streuung so groß wird, daß auch eine reelle Periode von nur einigen Zehntel Millimetern Amplitude aus einem kurzen Beobachtungsmaterial völlig verzerrt werden muß. Dieses Bedenken gilt auch für die synoptische Untersuchung der 3jährigen Druckwelle durch O. v. Schubert (61): Wenn auf Grund einer nur 9jährigen Beobachtungsreihe die Verteilung von Amplitude und Phase auf der Erde abgeleitet wird, so kann man — auch unter Voraussetzung einer weltweiten Verbreitung dieser Welle wohl nicht erwarten, daß eine solche Darstellung in höheren Breiten den mittleren Verhältnissen entspricht. Daß die Amplituden nach v. Schubert mit der Breite zunehmen, scheint wohl nur ein Effekt der allgemeinen Druckveränderlichkeit zu sein.

Daß aber im Bereich des malaiischen Archipels die 3jährige Druckwelle zeitweise sehr gesetzmäßig verläuft, dafür spricht auch die Feststellung Braaks (60), daß hier „einem Druckmaximum ein Temperaturmaximum innerhalb eines halben oder eines ganzen Jahres nachfolgt und dem Temperaturmaximum wieder ein Druckminimum folgt nach etwa der gleichen Zeit“. Nach Braak ist dieser Zusammenhang wahrscheinlich auf folgende Umstände zurückzuführen:

Einer Erniedrigung des Druckes in der äquatorialen Tiefdruckrinne entspricht ein verstärktes Druckgefälle von den Roßbreiten gegen den Äquator. Mit der Verstärkung der Intensität der allgemeinen Zirkulation wird mehr kühle Luft und auch mehr kühles Meerwasser von höheren Breiten gegen den Äquator hin verfrachtet; die Folge ist ein Sinken der Lufttemperatur in niederen Breiten. Jedoch wird das Temperaturminimum dem primären Druckminimum etwas nachhinken müssen. Die eingetretene Abkühlung begünstigt nun eine Zunahme des Druckes, jedoch wird auch das Maximum des Druckes wegen der Trägheit der Meeresströmungen erheblich nach dem Temperaturminimum eintreten. Der erhöhte Druck in der äquatorialen Zone bewirkt wiederum eine Abschwächung der allgemeinen Zirkulation und so schließt sich der Kreis.

In größerer Seehöhe bewirkt die erhöhte Luftzufuhr bei erniedrigtem Luftdruck ein verstärktes Freiwerden von Kondensationswärme, also eine Erhöhung der Lufttemperatur, wodurch wiederum der Bodendruck erniedrigt wird, und zwar ohne Verzögerung. Während also in der Höhe negative Druck- und positive Temperaturabweichung sich gegenseitig verstärken, wirken in Bodennähe diese beiden Anomalien im entgegengesetzten Sinne aufeinander, und zwar mit erheblicher Phasenverschiebung.

Es handelt sich also nach Braak um eine Selbstregulierung, und die Dauer der Welle ist bedingt durch die Dimensionen und physikalischen Konstanten des schwingenden Systems. H. P. Berlage jun., der die Untersuchungen Braaks in mehreren Veröffentlichungen (62, 63, 64) weiterführte und eine mathematische Formulierung der Gedankengänge Braaks durchführte, wies vor allem darauf hin, daß eine solche Selbstregulierung nur möglich ist zwischen einem warmen Tiefdruckgebiet und einem kühlen Hochdruckgebiet; zwischen dem relativ warmen Hochdruckgürtel der Roßbreiten und der kälteren Tiefdruckrinne der hohen Breiten wäre eine solche Selbstregulierung nicht möglich, vielmehr verstärkt sich — z. B. im Atlantischen Ozean bei übernormalem Druckgegensatz Azoren—Island — die Intensität der allgemeinen

Zirkulation, es wird mehr warme Luft und warmes Wasser in höhere Breiten, kühlere Luft und kühleres Wasser gegen die Robbreiten zurückgeführt und der Druckgegensatz auf diese Weise gesteigert.

A. Defant (65), der auch in der Stärke der allgemeinen Zirkulation im Bereiche des Nordatlantischen Ozeans eine 3jährige Periode fand, gab für deren Entstehung folgende bemerkenswerte Erklärung: Durch äußere Störungen, vor allem durch Lockerausbrüche von Vulkanen, welche die der Erdoberfläche zugestrahlte Energie herabsetzen, wird die Intensität der allgemeinen Zirkulation geschwächt; der Wärmeaustausch zwischen niederen und hohen Breiten wird kleiner, gleichzeitig auch der Temperaturgegensatz Äquator—Pol größer und die Intensität der allgemeinen Zirkulation nimmt wieder zu.

Infolge der Trägheit der allgemeinen Luft- und Wasserzirkulation stellt sich die Intensität derselben nach einer Störung nicht sogleich auf den neuen Gleichgewichtszustand ein, es folgt vielmehr ein Hin- und Herpendeln um die Gleichgewichtslage in allmählich abklingenden Schwingungen; diesen gedämpften Wellen soll nach Defant eine Schwingungsdauer von rund 3 Jahren zukommen. Erfolgt längere Zeit kein äußerer Impuls durch eine Störung (nach Defant Lockerausbruch), so hört die 3jährige Periode auf; tatsächlich war seit mehr als 25 Jahren kein größerer Lockerausbruch eines Vulkans zu verzeichnen.

Die Beurteilung dieser 3- bis $3\frac{1}{2}$ jährigen Periode gestaltet sich einfacher als die der 35- bzw. 16jährigen Periode, weil von vornherein keine kohärente Periode als beständige Naturerscheinung behauptet wird und die mehrfach — insbesondere im Bereich des malaiischen Archipels — aufgetretenen, auffällig regelmäßigen Wellen eine Tatsache darstellen; überdies ist hier die Amplitude so groß, daß eine Deutung der Erscheinung als Effekt vieler unkontrollierbarer Einzelursachen in zufälliger Kombination schwer fällt.

Literatur

1) W. Köppen, Über mehrjährige Perioden der Witterung, insbesondere über die 11 jährige Periode der Temperatur. *Österr. Met. Zeitschr.* **8**, 241, 1873.

2) E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. *Geogr. Abh.* **4/2**, Wien 1890.

3) L. Rosenbaum, Perioden strenger Winter. *Met. Zeitschr.* **1929**, S. 231.

4) A. Schuster, On the investigation of hidden periodicities. *Terr. Magn.* **3**, 13, 1898. Vgl. auch: A. Schuster, *Cambridge, Phil. Soc. Trans.* **18**, 107, 1900 und *Phil. Trans. Roy. Soc. A* **206**, 69, 1906.

5) J. Bartels, Bemerkungen zu den Arbeiten des Herrn Dr. F. Baur (St. Blasien). *Beitr. Phys. fr. Atm.* **12**, 20, 1925.

6) L. W. Pollak, Das Periodogramm der Polbewegung. Gerl. Beitr. z. Geophys. **16**, 108, 1927.

7) Vgl. z. B. J. Bartels im Lehrbuch der Meteorologie von J. v. Hann, 4. Aufl., S. 284.

8) K. Stumpff, Analyse periodischer Vorgänge. Sammlung geophys. Schriften (herausgeg. v. C. Mainka) Nr. 6, 1927. Berlin, Verlag Borntraeger.

9) K. Stumpff, Neue Analyse der Sonnenfleckenrelativzahlen nach der Schusterschen Methode. Prager geophysik. Schriften **4**, 1930.

10) K. Stumpff, Über die Zufallswahrscheinlichkeit von Periodizitäten in Beobachtungsreihen. Grundlagen einer allgemeinen Expektanztheorie. Veröff. Meteorol. Inst. Berlin **1/2**, 1936.

11) J. Bartels, Random fluctuations, persistence and quasipersistence in geophysical and cosmical periodicities. Terr. Magn. and Atm. Electr. **40**, 1935.

12) L. W. Pollak, Rechentafeln zur harmonischen Analyse. Leipzig, Joh. Ambr. Barth, 1926.

13) A. E. Douglass, Climatic cycles and tree growth. Publ. Carnegie Inst. Washington **289/1**, 1919; **289/2**, 1928; **289/3**, 1936.

14) L. W. Pollak und F. Kaiser, Über die numerische Methode von J. Fuhrich zur Ermittlung von Periodizitäten, ihre Erprobung und Anwendung auf die Polbewegung. Statisticky Obzor **16**, 13, 1935.

15) D. Brunt, An investigation of periodicities in rainfall, pressure and temperature at certain European stations. Quart. Journ. R. Met. Soc. **53**, 1, 1927.

16) Vgl. W. Köppen, Monatliche Perioden in der Witterung. Met. Zeitschr. **1915**, S. 180.

17) W. Köppen, Studien über den Einfluß des Mondes auf die Witterung. Met. Zeitschr. **1890**, S. 427.

17a) D. Alter, A new analysis of the sun spot numbers. Month. Weath. Rev. **1928**, S. 399.

18) B. Hanisch, Über die Bestimmung von Sonnenfleckenperioden nach der Fuhrichschen Methode. Gerl. Beitr. z. Geophys. **46**, 99, 1935.

19) C. Fritsch, Über das Steigen und Fallen der Lufttemperatur in einer 11jährigen Periode. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **7**, 1854.

20) F. Dilger, Die elfjährige thermische Welle auf der Erdoberfläche. Gerl. Beitr. z. Geophys. **30**, 40, 1931.

21) J. v. Hann, Handbuch der Klimatologie, 4. Aufl., Bd. I, herausgeg. v. K. Knoch, **1932**, S. 396ff.

22) C. Nordmann, Compt. Rend. Akad. Paris **136**, 1047, 1903; Referat Met. Zeitschr. **1903**, S. 320.

23) S. Newcomb, A search for fluctuations in the sun's thermal radiation through their influence on terrestrial temperature. Philadelphia 1908.

24) J. Mielke, Die Temperaturschwankungen 1870–1910 in ihrem Verhältnis zu der 11jährigen Sonnenfleckenperiode. Arch. Deutsche Seewarte **1913/3**.

25) W. Köppen, Lufttemperaturen, Sonnenflecken und Vulkanausbrüche. Met. Zeitschr. **1914**, S. 305.

26) F. Baur, Zur Frage der Realität der Schwankungen der Solar-konstante. Met. Zeitschr. **1932**, S. 15.

- 27) L. Mecking, Nordamerika, Nordeuropa und Golfstrom in der 11jährigen Klimaperiode. *Ann. Hydrogr.* **1918**, 1.
- 28) B. Droste, Die 11jährige Sonnenfleckenperiode und die Temperaturschwankungen auf der nördlichen Halbkugel in jahreszeitlicher und regionaler Differenzierung. *Met. Zeitschr.* **1924**, S. 261.
- 29) W. Köppen, Die Schwankungen der Jahrestemperatur im westlichen Mitteleuropa von 1761—1936. *Ann. Hydrogr.* **1937**, S. 297.
- 30) J. Bartels, *Ergebnisse der exakten Wissenschaften* **9**, 44, 1930.
- 31) F. Baur, Die 11jährige Temperaturperiode in Europa und ihr Verhältnis zur Sonnenfleckenperiode. *Met. Zeitschr.* **1922**, S. 289.
- 32) G. Hellmann, Untersuchungen über die Schwankungen der Niederschläge. *Abh. kgl. Preuß. Met. Inst.* III/1, 1909.
- 33) C. E. P. Brooks, The variation of the annual frequency of thunderstorms in relation to sunspots. *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **60**, 153, 1934.
- 34) W. Bernheimer, Über den angeblichen Zusammenhang der Sonnenstrahlung mit der Fleckenhäufigkeit. *Met. Zeitschr.* **1930**, S. 190.
- 35) F. Baur, Zur Frage der Realität der Schwankungen der Solar-konstante. *Met. Zeitschr.* **1932**, S. 15.
- 36) W. Bernheimer, *Handb. d. Astrophys.* VII, S. 343ff. Berlin, Jul. Springer, 1936.
- 37) E. Harris, The correlation between sun-spot number and tree growth. *Month. Weath. Rev.* **1926**, S. 13.
- 38) A. E. Douglass, Climatic cycles and tree growth.
- 39) E. Richter, Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. *Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins* **22**, 1, 1891.
- 40) M. Rykatschew, Über Auf- und Zugang der Gewässer im russischen Reich. *Rep. d. Met.* **2**, Suppl.-Bd., 1887.
- 41) E. Trautmann, Die Brücknersche Niederschlagschwankung über Europa. *Veröff. geophys. Inst. Leipzig, Serie II*, **7**, 297, 1936.
- 42) D. Alter, Correlation periodogram investigation of English rainfall. *Month. Weath. Rev.* **1933**, S. 345.
- 43) C. Easton, *Les hivres dans l'Europe occidentale*. Leyden, E. J. Brill, 1928.
- 44) W. Köppen, Schwankungen des Kaspischen Meeres. *Ann. Hydrogr.* **1936**, S. 47.
- 45) G. Afzelius, Vieljährige Niederschlagschwankungen im Umkreis der Alpen. *Geogr. Ann.* **1925**, S. 222.
- 46) A. v. Boehm, Das Karleisfeld einst und jetzt. *Schriften Verein z. Verbreitung naturw. Kenntnisse* **43**, 351, 1903.
- 47) A. Wagner, Eine bemerkenswerte 16jährige Klimaschwankung. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. IIa*, **133**, 169, 1924.
- 48) D. Alter, Application of Schuster's periodogram to long rainfall records. *Month. Weath. Rev.* **52**, 479, 1924.
- 49) J. Enge, Die 16jährige Klimaschwankung von Wagner im Niederschlag von Rom. *Met. Zeitschr.* **1930**, S. 274.
- 50) F. Bergsten, On periods in the water-heights of lake Väner. *Geogr. Ann.* **1928**, S. 140.
- 51) L. Weickmann, Die Wagnersche 16jährige Klimaschwankung. *Beitr. Phys. fr. Atm.* **14**, 75, 1928.

52) G. Seidel, Ein Beitrag zur 16jährigen Klimaschwankung. Diss. Leipzig 1934.

53) A. Wagner, Eine bemerkenswerte 16jährige Klimaschwankung. Besprechung von J. Bartels. *Met. Zeitschr.* **1925**, S. 451.

54) C. Braak, Atmospheric variations of short and long duration in the Malay Archipelago and neighbouring regions, and the possibility of forecast them. *Verh. K. Magn. en Meteorol. Obs. Batavia* **5**, 1919.

55) H. P. Berlage, Über die 3jährige Klimaschwankung in der Jahresringbildung des Djatiholzes auf Java. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* **32**, 223, 1931.

56) Sir N. Shaw, *Manual of Meteorology* Vol. II.

57) W. Köppen, Mehrjährige Temperaturschwankungen vor 8 bis 18 Jahrtausenden. *Met. Zeitschr.* **1928**, S. 263.

58) N. Lockyer und W. J. S. Lockyer, Referat *Met. Zeitschr.* **1902**, S. 423 und **1903**, S. 88.

59) N. Lockyer, Monthly mean values of barometric pressure for 73 selected stations over the earth's surface. Being a comparison of barometric variations of short duration at places widely distributed. Compiled by the Solar Physics Observatory, South Kensington, London 1908.

60) C. Braak, Die 3,5jährige Barometerperiode. *Met. Zeitschr.* **1912**, S. 1.

61) O. v. Schubert, Die 3jährige Luftdruckwelle, Darstellung ihres Verlaufes auf der ganzen Erdoberfläche. *Veröff. geophys. Inst. Leipzig. Serie II*, 3/6, 1928.

62) H. P. Berlage, jun., Über den Erhaltungstrieb gewisser langperiodischer Schwankungen des Luftdruckes und der Temperatur. *Met. Zeitschr.* **1927**, S. 91.

63) H. P. Berlage, jun., Über die Ursache der 3jährigen Luftdruckschwankung. *Met. Zeitschr.* **1929**, S. 249.

64) H. P. Berlage, jun., Über die Verbreitung der dreijährigen Luftdruckschwankung über die Erdoberfläche und den Sitz des Umsteuermechanismus. *Met. Zeitschr.* **1933**, S. 47.

65) A. Defant, Die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantischen Ozean. *Geogr. Ann.* **1924**.

Bildquellennachweis

Abb. 10. *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie* 1939, Heft II, S. 59. E. S. Mittler & Sohn, Berlin.

Abb. 20. C. Richter, *Die Eiszeit in Norddeutschland*, 1937, S. 49, Abb. 22. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Abb. 23. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Bd. 19, 1931, S. 324. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Abb. 24a. *Handbuch der Klimatologie*, Bd. 1, S. A 13, Abb. 5. — Abb. 24b. *Handbuch der Klimatologie*, Bd. 1, S. A 36, Abb. 9. — Abb. 25 *Handbuch der Klimatologie*, Bd. 1, S. A 141, Tafel II. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Autorenverzeichnis

- Afzelius, G. 71, 198.
Alter, D. 187, 198, 200.
Ampferer 144.
Andersson, G. 115, 127.
Ångström, A. 12.
Antevs, E. 99f., 110, 136, 139.
Arakawa, H. 14.
Arrhenius, S. 40, 148f.
- Bartels, J. 183f., 190, 201.
Baur, F. 190, 192.
Berg, L. S. 13, 48, 53f., 79f.
Bergsten, F. 200.
Berlage, H. P. 204ff.
Bernheimer, W. E. 39, 192.
Birkeland, B. J. 50.
Bliss, S. 85.
Blytt, A. 123, 126, 130.
Böhm, A. v. 199.
Braak, C. 204f., 207f.
Brahe, Tycho de 89f.
Breitfuß, L. 46.
Brooks, C. E. P. 14, 22, 71, 84, 94,
100, 124, 126, 130, 145, 164ff.,
169, 171, 174f., 191.
Brückner, E. 61, 63, 71, 76, 78, 83,
85, 110, 133, 139f., 177, 192ff.
Brunt, D. 185.
Bubnoff, S. v. 114, 135, 141ff.
- Chamberlin, T. C. 136.
Co Ching Chu 94.
Cooper, W. S. 68.
Croll, J. 155.
- Defant, A. 37f., 40ff., 209.
Dilger, F. 188, 191.
Droste, B. 190f.
- Drygalski, E. v. 158f.
Dübi, H. 61.
Duglass, A. E. 95, 100, 184, 192.
- Easton, C. 89ff., 198.
Eberl, B. 134.
Ehrenheim 87f., 114.
Ekhart, E. 36.
Ekholm, N. 87ff., 115.
Enge, J. 82, 200.
Evjen, S. 37.
Exner, F. M. v. 28.
Eythorsson, J. 66.
- Ficker, H. v. 55, 138.
Finsterwalder, R. 69.
Friedel, H. 71f.
Frisch, K. 13, 36.
Frobenius, L. 138.
Fuhrich, J. 184.
Fuller, G. D. 121.
- Gams, H. 77, 123, 141.
Geddes, A. E. M. 14.
Geer, E. H. de 110.
—, G. de 107ff.
Gillette, H. P. 110.
Goedeke, E. 51.
Gorczynski, W. 25.
Groissmayr, F. 85.
Gross, H. 117, 119, 122, 124, 127,
130.
- Hanisch, B. 187.
Hann, J. v. 1, 3, 7, 25, 35, 41, 83,
177, 188.
Hansen, P. M. 53.
Harris, E. 192.

- Heim A. 61.
 Hellmann, G. 7, 191.
 Holmes, A. 170.
 Humphreys, W. J. 41.
 Huntington, E. 95, 99.
- Johannson, O. V. 10f.
 Joly, J. 170.
- K**alesnik, S. V. 68.
 Kassner, C. 86.
 Keen, F. P. 95, 97f., 125.
 Kerner-Merilaun, F. v. 164, 169, 174.
 Kessler, P. 141, 143.
 Kimball, H. H. 41.
 Kincer, J. B. 12f.
 Kinzl, H. 59ff., 63, 65, 69, 134.
 Kirde, K. 2, 9.
 Kirsch, L. 170, 172.
 Kissler, F. 46.
 Klebelsberg, R. v. 132, 134, 168.
 Klute, F. 137f.
 Knoch, K. 7, 178.
 Koch, L. 137.
 Königsberger 139.
 Köppen, W. 4, 71, 79, 81, 110, 125f.,
 136, 138ff., 147ff., 150ff., 177,
 186ff., 198, 206.
 Koppe, H. 82.
 Kupffer 126.
- Lagally, M. 73, 167, 169.
 Lichtenecker, N. 57.
 Lidén, R. 109.
 Linke, F. 26.
 Lockyer, N. 207.
 —, W. J. S. 207.
 Lüttsch, O. 63f., 93.
 Lumby, J. R. 51.
- M**achatschek, F. 63.
 Maurer, J. 58, 61.
 Mecking, L. 190.
 Meinardus, M. 158f.
 Meyer, G. 186.
 Mielke, J. 188.
 Milankovitch, M. 138f., 147, 150ff.,
 175.
- Monterin, U. 65.
 Mougín, P. 64.
- N**aegler, W. 4.
 Newcomb, S. 188.
 Nilsson, E. 82.
 Nölke, F. 159.
 Nordhagen, R. 77.
 Nordmann, C. 188.
- O**brutschew, W. A. 132.
- P**age, L. F. 32f.
 Paschinger, V. 65f.
 Penck, A. 113, 118, 133, 137, 139f.,
 144, 155, 159.
 Peppler, A. 27, 37, 41f.
 Petterson, O. 166.
 Pollak, L. W. 184.
 Proudman, I. 51.
- R**amsay, W. 171.
 Redd, C. D. 32.
 Richter, E. 61, 63, 71, 193.
 —, K. 135, 141, 144.
 Rink, D. H. 52.
 Rosenbaum, L. 180.
 Royen, W. van 32.
 Rudolph, K. 117, 119f.
 Rykatschew, M. 86, 195.
- S**alisbury, R. D. 136.
 Sauramo 111ff.
 Scherhag, R. 15, 22f., 26, 28, 37f.,
 40, 47, 49ff.
 Schmauss, A. 4.
 Schoenrock, A. 80f.
 Schokalsky, J. 49.
 Schott, G. 13.
 Schubert, O. v. 207.
 Schulmann, E. 100.
 Scudder, N. P. 52.
 Sears, P. B. 121.
 Seemann 186.
 Seidel, G. 201, 203f.
 Sernander, R. 123, 126, 130.
 Shaw, Sir N. 206.
 Sieger, R. 82.

- Silvestri, E. 65.
Simpson, C. G. 39, 132, 136, 138f.,
144, 147, 160ff.
Slocum, G. 49f.
Smith, E. H. 67.
Speerschneider, C. J. H. 47.
Spitaler, R. 138f., 147, 150ff.,
175.
Steenstrup, J. 115.
Steinböck, O. 53.
Steinhauser, F. 16.
Stolz, O. 65.
Stumpff, K. 184, 187.
Swiatsky, D. O. 13.
Szafer 143.
- Trabert, W. 173.
Trautmann, E. 198.
Troll, K. 107f.
- Venez, I. 133.
- Wagner, A. 8. 17ff., 36ff., 51, 71f.,
81, 199ff.
Weber, C. A. 123.
Wegener, A. 146, 148f.
—, K. 169.
Weickmann, L. 201, 203.
Werenskiöld, M. 68.
Wiese, W. 48.
Wilson, L. R. 121.

Sachverzeichnis

- Ablation 72.
Abweichung, mittlere 182, 205.
Aktionszentren, Verstärkung derselben 28.
Algonkium 170.
Allalingletscher 64.
Allerödschwankung 135.
Analyse, harmonische 182, 184.
Ancyclussee 114.
Anomalie 1921—1930 der Jahrestemperatur 23.
— — des Luftdrucks 24, 28.
— — des Niederschlags 26.
— — der Wintertemperatur 23.
Anomalie 1936—1938 des Luftdrucks 28f.
Aphel 152.
Apogäum 151.
Åser 107, 110.
Atlantik 126.
Ausgleichsverfahren 181.
Ausstrahlung 38.
Austrocknung der Subtropen 101.
Atomzerfall 170.
Azaugletscher (Elbrus) 69.
- Baltische Endmoräne 111, 135.
—r Vorstoß 135.
Bänderton 107ff.
Baum-pollen 115.
—-ringe als Klimazeugen 95ff., 100.
—-ringkalender 98.
—-wuchs und Niederschlag 97.
—-wuchs und Temperatur 96.
Beobachtungs-reihe auf Hven 89.
—-reihen, meteorologische 6.
Bergschrund 168.
Besselsche Funktionen 181.
- Bewölkung und Zirkulation 39f.
Billinger Ausbruch 114.
Birken-Kiefernzeit 117, 119.
Blockfelder 140.
Boden-eis 54.
—-temperatur 54.
Bodensee 76f.
Boreal 126.
Breccie, Höttinger 144, 163.
Breitenäquivalent 153.
Brücknersche Klimaschwankung s. Periode.
Buchenzzeit 117.
Bühlstadium 134f.
- Chandlersche Periode s. Periode.
Cracovien-Eiszeit 135, 143f.
- Daniglazial 111.
Daunmoräne 60.
Daunstadium 134.
Dendroheliomikrometer 95.
Dorsch bei Grönland 52f.
Druck s. auch Luftdruck.
—-änderung in Jakobshavn 15.
—-änderung auf der Erde 17f.
—-gradient, meridionaler 30f, 37f.
—-kontrast, meridionaler 21, 25, 38.
Dryas 117f., 143ff.
- Eemmeer 143.
Eggenstadium 60, 134.
Eichenmischwald 117, 121, 126f., 142f.
Einstrahlung 38.
Eisbarriere in der Antarktis 158.
Eisbedeckung der Meere 5.
— im nördlichen Eismeer 46, 167.

Eisbewegung und Temperatur 3, 159, 162.
 Eischarakter 46.
 Eisdecke, Mächtigkeit 168ff.
 —, abkühlende Wirkung 165f., 169.
 — auf Flüssen und Seen 77f., 194f.
 Eisfreies Polarmeer 164ff.
 Eisfreie Zeit des Lake Champlain 86.
 — — russischer Ströme 86.
 Eisgrenze in Ostspitzbergen 47.
 Eisschild, Zweiteilung desselben in Skandinavien 106, 109.
 Eissees, baltischer 107, 114.
 Eis, Strömungsgeschwindigkeit 159f., 163, 167ff.
 Eisverhältnisse in der Davisstraße 47f.
 — um Grönland 166.
 Eiszeit in der Antarktis 158.
 — auf der südl. Halbkugel 136.
 — in den Subtropen 137.
 — in den Tropen 137.
 —, Altersbestimmung derselben 138.
 —, diluviale 133.
 —, eine Klimaschwankung 1.
 —-gliederung in den Alpen 133, 153.
 —- — in Norddeutschland 135.
 —- — in Polen 135.
 —- — in Nordamerika 136.
 —-klima 139ff.
 —-lehre Spitaler-Köppen-Milankovitch 138.
 —, permokarbonische 149, 170.
 —, präkambrische 170.
 —, quartäre 132ff., 149, 157, 162f., 170.
 —-stadien 134.
 —-theorie 145ff.
 —- — von Arrhenius 149.
 —- — von v. Kerner-Brooks 164ff.
 —- —, neue 167ff.
 —- — von Simpson 160ff.
 —- — von Spitaler-Köppen-Milankovitch 150ff., 158.
 —-vorstöße 153, 165f., 174.
 Ekliptikschiefe 151f.
 Elstereiszeit 135.
 Endmoräne 111, 132.
 —, baltische 111, 135.

Energieumsatz 38.
 Erdbahn-ebene 152.
 — -elemente 147, 153, 155f.
 —, große Halbachse 150f.
 —, säkulare Änderung derselben 151.
 Exzentrizität 151.
 Expektanz 181, 190, 199.
 Fehler, mittlerer quadratischer 182.
 Finiglazial 111.
 Fließgeschwindigkeit s. Eis, Strömungsgeschwindigkeit.
 Franz-Josef-Land, Umfahrung desselben 48.
 Frühlingspunkt 151ff.
 Früh-Mankato, Eiszeit 136.
 Früh-Wisconsin, Eiszeit 136.
 Fuhrichsche Methode 184f.
 Gaußsches Fehlerverteilungsgesetz 182.
 Gebirgsfaltung 170f.
 Geochronologisches Institut 110.
 Glacier d'Argentières 59f.
 Gletscher im Chamonixtal 64.
 —, „kalter“ 167ff.
 — im Mattmarkgebiet 63.
 — im Mittelalter 62ff.
 — im Sonnblickgebiet 57.
 Gletscherbewegung s. Eis, Strömungsgeschwindigkeit.
 Gletscher, Dickenänderung 57.
 — -hochstand 55, 58ff.
 —, Massenänderung 57.
 —, Maximalstand in den Westalpen 61ff.
 —, — in den Ostalpen 60, 64f.
 — -messung 56.
 Gletscherschwankung 5, 54ff., 57, 70.
 — in Alaska 68.
 — in den Anden (Peru) 69.
 — in der Antarktis 70.
 — in Grönland 67.
 — im Himalaya 69.
 — in Island 66.
 — in Neuseeland 70.
 — in Norwegen 68.
 — in Nordamerika 69.

- Gletscherschwankung in Patagonien 70.
 — in Rußland 68.
 — und allgemeine Zirkulation 74.
 — und Klimaschwankung 70ff., 150.
 — und Niederschlag 56.
 — und 35jährige Periode 63, 71, 193, 199.
- Gotiglazial 111.
 Graslandphase 121.
 Gräserpollen 115.
 Grenzhorizont 122ff., 127.
 Grenztorf 122ff., 126f.
 Gschnitzstadium 134.
 Günzeiszeit 133, 135, 158, 163.
- Haselzeit 117, 127.
 Herbstpunkt 151.
 Hickoryphase 121.
- Illinoian-Eiszeit 136.
 Insektenfraß 96.
 Interglazialzeiten 133, 139, 142ff., 161, 163f., 174.
 —, Klima derselben 141f.
 —, Klimaunterschiede derselben 144f.
 —, Pollendiagramme derselben 141 ff.
 Isophasen 204.
 Isorecessen 111.
- Jahresringe der Bäume 95.
 Jaroslaviens-Eiszeit 135.
 Jerseyans-Eiszeit 136.
 Jowan-Eiszeit 136.
- Kalorisches Halbjahr 153.
 Kansas-Eiszeit 136.
 Kaspisches Meer 76, 78ff., 137.
 Klima, eine Zeitfunktion 2, 4, 102.
 — der Interglazialzeiten 141f.
 Klimaänderung, einsinnige 1, 30, 101, 177.
 —, reelle 2.
 Klimakonstanz 11.
 Klimaperioden s. Perioden.
 Klimaoptimum 115, 126f., 130, 141f., 144f., 156, 166.
 Klimaschwankung, 35jährige 63, 71.
 — und Gletscherschwankung 70ff., 150.
- Klimaschwankung in Grönland 88.
 — in USA. 32.
 Klimaverwerfung 4.
 Klimawechsellehre Blytt-Sernander 123.
 Kohlensäuretheorie 40, 146, 148f.
 Kontinentaleinfluß an Ostküsten 27.
 Kontinentalverschiebung 146.
 Korrelationsfaktor 185, 190ff., 195.
 Kulturschichten in USA. 32.
 Kulturzeit 117.
- Landhebung und -senkung 113ff., 130, 146.
 Laubwaldphase 121, 141 ff.
 Literaturverzeichnis 43f., 102—105, 130f., 175f., 209—212.
 Litorinasee 114.
 Lockerausbruch 41.
 Löß 141.
 Luftdruck-änderung 18.
 — -anomalie 1921—1930 24, 28.
 — - - 1936—1938, 28f.
 — in der Eiszeit 140.
 — -schaukel 207.
- Mankato-Eiszeit 136.
 Meeres-spiegel, Hebung derselben 113.
 — -strömung 146ff., 164, 208.
 Meerwasser, Erwärmung in der Barentsee 48f.
 —, — im engl. Kanal 51.
 —, — in der Irischen See 51.
 —, — an den Küsten von USA. 50.
 —, — im nördl. Eismeer 49, 166.
 —, — an der Norweg. Küste 51f.
 Mindel-Eiszeit 133, 135, 143, 158, 163.
 Moräne, Daun- 60.
 —, End- 111.
 —, Fernau- 60, 62f.
 —, mittelschwedische 111.
 —, Winter- 107, 111.
 Moränen 58ff.
 — am Glacier d'Argentièrre 59.
 — des Rhonegletschers 59.
 Moor 115, 122, 124.
 — -bildung 118f.
 — -torf 123.

Nadelwaldphase 141 ff.
 Niederschlag in der Eiszeit 140f.
 Niederschlagsänderung auf Erde 21f., 150.
 — in Hochregionen 72.
 — in Rußland 80.
 — in Syrien 81, 83.
 — in USA. 29, 31f., 34.
 Niederschlags-anomalie 1921—1930 26.
 —-kontrast, meridionaler 21, 26f.
 Pamirgletscher 55.
 Passat, Verstärkung desselben 19, 30.
 Pearyland, unvergletschert 137.
 Perigeum 151.
 Perihel 151 ff.
 Periode 177 ff.
 —, Chandlersche 178.
 —, Brücknersche 63, 71, 177, 192 ff., 206.
 —, kohärente 178, 180, 204.
 —, Sonnenflecken- 178, 180, 187 ff. 191.
 —, 3 jährige 179f., 185, 204 ff.
 —, 8 jährige 180, 185.
 —, 11 jährige 178, 180, 187 ff.
 —, — der Temperatur 187 ff.
 —, — der Gewitterhäufigkeit 191.
 —, — des Niederschlags 191.
 —, — der Zuwachsrings 192.
 —, 16 jährige 180, 185f., 199 ff.
 —, 35 jährige 63, 71, 177, 180, 185, 192 ff., 206.
 —, — aus Zufallswerten 197.
 —, 89 jährige 180, 184.
 Periodogramm 183, 196, 198.
 Phasensprung 191, 202.
 Pinus ponderosa 95f, 99.
 Pleistozän 133.
 Pluvialzeit 137f., 163.
 Polarmeer, eisfreies 164 ff.
 Pollenanalyse 114 ff., 122, 125, 130.
 Pollendiagramm 118f., 124f., 132.
 — aus Interglazialzeiten 141.
 — für Nordamerika 120f.
 Pollengrenze, rationale 120.
 Pollenspektrum 116.
 Polwanderung 146, 148f.

Postglazial 106 ff., 109, 113 ff., 119, 123, 127, 166.
 Postglaziales Klima 125f., 132.
 Praeboreal 126.
 Präzisionsmaß 181.
 Punktwolke 184, 201.

Radioaktivität 170, 172 ff.
 Rechenmethoden der Periodenfor-
 schung 180 ff., 196 ff.
 Rhododendron ponticum 144, 163.
 Rhonegletscher 57, 59.
 Riß-Eiszeit 133, 135, 143, 158, 163.
 Roßbreiten, Verlagerung derselben 28, 30f.

Saale-Eiszeit 135, 143.
 Säkulare Änderung der allgem. Zir-
 kulation 17 ff., 27 ff., 81.
 — — der barom. Unruhe 37.
 — — der Bewölkung 35.
 — — der Feuchtigkeit 36.
 — — von Klimafaktoren 45.
 — — des Luftdrucks 25f.
 — — des merid. Druckgefälles 37.
 — — des Niederschlags 32, 72, 150.
 — — des Sonnenscheins 35f.
 — — der Temperatur 7f., 12, 14, 72.
 — — des Windes 35.

Salpausselkä 106, 111, 114, 119, 135.

Samenverbreitung durch Tromben 120.
 — durch Wind 119.

Sardine 53f.

Schlernvorstoß 134.

Schmelzpunkt des Eises 73, 167.

Schneegrenze in den Alpen 65f.

— in der Eiszeit 137, 141.

Schustersches Kriterium 181.

Schwankung, säkulare 2f.

—, — und geographische Breite 12.

Seefische, Verbreitung derselben 52 ff.

Seen in Afrika 82f., 138.

Sequoia 99f.

Solarkonstante 39, 42, 147f., 150, 192.

Sommersolstitium 151.

Sonnblickgletscher 57, 65.
 Sonnenflecken 177, 191.
 —-periode s. Perioden.
 —-relativzahlen 187, 190ff.
 Sonnenstrahlung 146, 148f.
 Spät-Mankato-Eiszeit 136.
 —-Wisconsin-Eiszeit 136.
 Sphagnumtorf 122.
 Stadteinfluß auf säkulare Temperaturänderung 12, 14.
 Staubnebel 146, 148.
 Staubtrübung 41, 146, 148.
 Strahlungskurve 153ff., 175.
 Strömungsgeschwindigkeit s. Eis, Strömungsgeschwindigkeit.
 Subatlantik 127.
 Subboreal 123f., 127.

 Temperatur in der Eiszeit 140.
 —-anomalie 1921—1930 23.
 Temperaturänderung 3f., 7, 11ff.
 — in den Alpen 16.
 — in Dorpat 13.
 — in England 14.
 — auf der Erde 19, 150.
 — in Grönland 15.
 — in Haparanda 16.
 — in Japan 14.
 — in Leningrad 13.
 — auf dem Meere 20, 48ff.
 — in Spitzbergen 14, 47.
 — auf der südl. Halbkugel 13.
 — in den Tropen 14.
 — in USA. 12, 32f.
 Temperatur, Änderung ihrer Jahreschwankung auf der Erde 20.
 — — — in USA. 33.
 Temperaturgradient, meridionaler 38, 40, 165.
 Temperatur, Jahresschwankung derselben 3f., 7ff., 27, 29f., 150.
 Tertiär 133, 148, 170, 173.
 Torf 142.
 —-moore 106, 123.
 — — — in Spitzbergen 127.
 Toteis 135, 162f.
 Totes Meer 81f.
 Trockenperiode in USA. 27, 32, 99f.
 Trockenzeit, „die große“ 100.

Trockenzeiten in China 94.
 Tundra 117, 143f.

 Überlagerungswellen 185.

 Varsovien-Eiszeit 135, 143.
 Vegetationsfolge 115, 121f.
 Verbreitung der Pflanzen 119.
 Verdunstung 75.
 — im Kaspischen Meer 80.
 Vereisung der Antarktis 158.
 Vereisung, maximale in Nordamerika 132.
 —, — in Nordasien 132.
 —, — in Nordeuropa 132.
 —, — in Nordgrönland 137.
 —, — der Pamire 138.
 Vergletscherung 106, 132f., 136ff., 147.
 Vernagtgletscher 57.
 Vulkanasche 41, 148, 209.

 Wachstumskurve der Bäume 96.
 Wahrscheinlichkeitsrechnung 2, 5.
 Waldbrand 95.
 Waldphase 117, 119, 121, 141.
 Wärmeleitvermögen 168f.
 Wärmestrom 168ff.
 Wärmeumsatz 38, 150.
 Warthe-Eiszeit 135, 143.
 Warven 107f.
 Wasserabfluß und Gletscherschwankungen 55f.
 Wasserdampfänderung 41.
 Wasserführung 77.
 Wasserhaushalt in der Antarktis 159.
 Wasserstand abflußloser Seen 75.
 — des Bodensees 83f.
 — der Flüsse 77, 194f.
 — des Genfer Sees 83f.
 — des Kaspischen Meeres 78ff.
 — des Nils 84f.
 — von Rhein, Elbe, Oder 85f.
 — von Seen in Afrika 82f.
 — von Seen mit Abfluß 76, 194f.
 — des Toten Meeres 81f.
 Wasserzufluß 75.
 Weichsel-Eiszeit 135f., 143.

- Weinbau 101.
 Westwind, Abschwächung 28, 34.
 —, Verstärkung 19, 30, 130.
 Winde in der Eiszeit 140f.
 Winter, milde vor 1600, 93.
 —, strenge und milde 7.
 —, strenge im Mittelalter 87.
 —, — im 13. bis 17. Jahrhundert 87.
 Winter-Charakterzahlen nach
 Easton 89ff.
 — — — nach Hellmann 7.
 Wintermoräne 107, 111.
 Wintersolstitium 151.
 Wintertemperatur, Anomalie 1921
 —1930 23.
- Wisconsin-Eiszeit 136.
 Würm-Eiszeit 133, 135f., 143, 158,
 163.
 Yoldiameer 114.
 Yoldiaton 143.
 Zeitskala, schwedische 110.
 Zirkulation, allgemeine 17, 21, 23,
 28ff., 35, 37ff., 71 ff., 81 ff., 88f.,
 94, 101, 150, 155f., 158ff., 162f.,
 193, 207ff.
 — der Meere 180.
 Zufallswahrscheinlichkeit 2, 181, 183.
 Zwischeneiszeit s. Interglazialzeit.
 Zyklus, thermischer 170, 172.