

Über die Klimaschwankungen der Quartärzeit und ihre Ursachen.

VON

ED. BRÜCKNER,

Professor an der Universität zu Wien.

Professor GUNNAR ANDERSSON hat in lichtvoller Weise eine Übersicht über die allgemeinen Resultate der grossen Enquête gegeben, die auf seine Anregung durch das Organisationskomitee des Stockholmer Geologenkongresses durchgeführt worden ist. Finden sich auch in den Berichten aus den verschiedenen Ländern mehrfach Widersprüche, so treten doch eine Reihe von allgemeinen Ergebnissen, besonders für die Umgebung des Atlantischen Ozeans, klar hervor, so das Klimaoptimum, das während einer Periode der Postglazialzeit herrschte. Die Ursachen dieser postglazialen Klimaänderungen und Klimaschwankungen sind freilich dunkel, und ich glaube nicht, dass man sie aufhellen kann, ohne auf die gesamte Frage nach dem Klima der Eiszeit selbst einzugehen. Ich kann daher nicht umhin, auch diese Frage in den Kreis der Betrachtung zu ziehen, ja sie geradezu in den Vordergrund zu stellen und zu versuchen, Ihnen von den Klimaschwankungen der Quartärzeit und ihren Ursachen ein Bild zu geben, wie es sich aus den im Laufe der letzten Jahre erhärteten Tatsachen heraus kristallisiert. Um Entschuldigung muss ich bitten, wenn ich hierbei auch eine Reihe von Ergebnissen kurz erwähne, zu denen früher schon ALBRECHT PENCK und ich gelangt sind.¹

¹ ED. BRÜCKNER. Die Klimaschwankungen der Diluvialzeit (Kapitel X des Werkes »Klimaschwankungen etc.«, Geograph. Abh. Bd. IV, Heft 2). Wien 1890.

A. PENCK. Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit, Résultats sc. du Congrès international de Botanique. Wien 1905.

A. PENCK und ED. BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. III, S. 1142—1146. Leipzig 1909.

ED. BRÜCKNER. Postglaziale Klimaänderungen und Klimaschwankungen im Bereich der Alpen (in »Veränderung des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit«). Stockholm 1910.

Eine Reihe von Tatsachen stehen schon heute vollkommen fest, die zur Beurteilung des Klimas der Eiszeit oder besser der Geschichte des Klimas des Eiszeitalters von fundamentaler Bedeutung sind. Da ist zunächst hervorzuheben, dass die Eiszeit kein lokales, sondern ein ganz allgemeines Phänomen gewesen ist; sie äusserte sich auf der ganzen Erde in einer Steigerung der Gletscherentwicklung. So gewaltige Inlandeismassen, wie sie uns auf dem Boden Kanadas und der nördlichen Vereinigten Staaten, sowie Skandinaviens und der anschliessenden Teile Mittel- und Osteuropas entgegentreten, finden sich, von den polaren Gebieten abgesehen, allerdings sonst nicht. Aber alle Gebirge, die heute Gletscher haben, haben in der Eiszeit sehr viel grössere Gletscher getragen, und viele Gebirge, die heute keine Gletscher tragen, besaßen in der Eiszeit solche. So sind in den Mittelgebirgen Mitteleuropas, in den Gebirgen der Balkanhalbinsel, in den Apenninen, in den Gebirgen Asiens u. s. w. in mehr oder minder ausgedehntem Masse Spuren einer alten, heute stark reduzierten oder ganz geschwundenen Vergletscherung festgestellt worden. Auch die Südhemisphäre zeigt in den Alpen Australiens und vor allem in Neuseeland und in den südamerikanischen Anden die Spuren einer einstigen grossen Gletscherentwicklung. Endlich tun auch in den Polarregionen, so in Grönland und Spitzbergen, an der Nordküste Asiens und in der Antarktis Moränen, Gletscherschliffe und Rundhöcker dar, dass die Gletscher früher weit grösser waren als heute.

Man hat die Frage aufgeworfen, ob die Nordhemisphäre und die Südhemisphäre ihre Vergletscherung gleichzeitig gehabt haben. Die Frage darf heute als erledigt gelten, da auch für die Tropen eine einstige, weit stärkere Vergletscherung festgestellt worden ist. Das gilt nicht nur für die hochragenden Vulkane Afrikas, sondern auch für die tropischen Gebirge Südamerikas, wo besonders in den Anden Ecuadors die Gletscherspuren genau verfolgt worden sind.

Ist die Eiszeit auch ein Phänomen, das alle Teile der Erde betroffen hat, so lehrt doch die Verfolgung der alten Gletscherspuren, dass die Intensität der Vergletscherung in verschiedenen Teilen der Erde sehr verschieden war. Das hat seinen Grund in zweierlei Momenten, erstens in geographischen und zweitens in klimatischen.

Die Entwicklung des Gletscherphänomens hängt von der Lage der Schneegrenze zu den Höhen der Erdoberfläche ab. Wenn wir in Gebirgen, die heute gar keine oder doch nur kleine Gletscher tragen,

Spuren einer einstigen, weit grösseren Vergletscherung finden, so kann sich diese nur dadurch erklären, dass einstmals die Schneegrenze hier am Gebirge tiefer lag als heute, dass sie also im Vergleich zu ihrer heutigen Lage deprimiert war. Die Grösse der alten Vergletscherung hing nun aber nicht allein vom Betrag der Depression der Schneegrenze ab. Dieselbe Depression der Schneegrenze erzeugte nämlich nur kleine Gletscher, sofern nur wenig ausgedehnte Gipfelregionen infolge jener Depression über die Schneegrenze gelangten. Gerieten dagegen bei der gleichen Depression der Schneegrenze ausgedehnte Flächen des Landes in den Bereich des ewigen Schnees, dann trat eine ausserordentliche Steigerung der Vergletscherung ein. So erklärt sich der Unterschied in der Grösse der eiszeitlichen Vergletscherung in den verschiedenen Teilen der Alpen oder der Gegensatz zwischen der geringen Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge und der gewaltigen der Alpen.

In ganz eigenartiger Weise beeinflusste das geographische Moment die Entwicklung der grossen nordeuropäischen Vereisung. Durch HÖGBOM ist zuerst festgestellt worden, dass in Skandinavien die Eisscheide rund 100 km östlich der heutigen Wasserscheide mitten über dem schwedischen Tiefland lag. Die Ursache dieser zuerst ganz unerklärlich scheinenden Tatsache ist nicht klimatisch, sondern rein morphologisch. Als die Schneegrenze zu Beginn der Eiszeit über Skandinavien sank, da entwickelten sich in den skandinavischen Gebirgen grosse Gletscher. Diese flossen einerseits vom Gebirge in der Richtung nach Westen zum Meere ab, andererseits nach Osten ins Tiefland von Schweden. Im Westen gelangten sie bald in tiefes Wasser und kamen so ins Schwimmen. Sie müssen hier eine Eisfläche gebildet haben wie das Barriereeis im antarktischen Viktorialande. Dem Abflusse dieses Barriereeises stellten sich nicht die geringsten Hindernisse entgegen. So war die Fortschaffung des Eises in der Richtung nach Westen leicht möglich. Anders nach Osten hin. Dort hatte das Eis die Reibung am Boden des schwedischen Tieflandes, ferner bei seiner Ausbreitung nach Süden am Boden der flachen Ostsee und weiterhin am Boden Russlands und Deutschlands zu überwinden, ehe die Eisfläche eine solche Ausdehnung unterhalb der Schneegrenze erreichte, dass Gleichgewicht zwischen Eiszufuhr und Schmelzung eintrat. Zur Überwindung dieser grossen Reibung musste eine erhebliche Aufstauung des Eises erfolgen, während eine solche für die Unterhaltung des Abflusses nach Westen

hin nicht notwendig war. Die Eisscheide musste sich so einstellen, dass ein Gleichgewicht der Widerstände eintrat, die sich der Eisabfuhr nach Westen und nach Osten entgegensetzten. So kam es, dass die Eisscheide vom skandinavischen Gebirge nach Osten rückte, indem sie sich gleichzeitig hob. Die Widerstände, die sich dem Abfluss nach Westen entgegenstellten, wurden dadurch vergrößert; denn nunmehr musste das Eis auf seinem Wege nach Westen bis zu den nach dem Meer führenden Pässen eine Gegenböschung überwinden. Es liegt nahe, diese eiszeitlichen Verhältnisse in Skandinavien mit den heutigen in der Antarktis zu vergleichen, wie sie besonders durch SHACKLETON klar gelegt worden sind. Dort zieht in Viktorialand von Nordwesten nach Südosten ein hohes Kettengebirge, südwestlich von dem das mächtig gestaute Inlandeis sich findet. Durch einige wenige Breschen im Gebirgszuge entsendet das Inlandeis gewaltige Gletscherströme nach Norden, die hier sofort in tiefes Meer kommen und das Barriereis aufbauen, das freilich auch noch durch Schneefall vermehrt wird. Gegen den Indischen Ozean und den östlichen Teil des Atlantischen Ozeans breitet sich das Inlandeis dagegen in unabsehbar weiter Fläche aus. Oberhalb eines jeden Abflusses des Inlandeises durch die erwähnte Gebirgskette weist seine Oberfläche einen flachen Abflusstrichter auf in Form einer geringen Erniedrigung seiner Oberfläche zur Bresche hin, ganz wie beim skandinavischen Inlandeise die Lage der Eisscheide zu den Breschen des skandinavischen Gebirges andeutet. Es ist nämlich sehr bemerkenswert, dass überall dort, wo der Abfluss des Eises durch das skandinavische Gebirge nach Westen besonders leicht war, so bei Storlien an der Bahn nach Trondhjem, die Eisscheide eine Ausbuchtung nach Osten machte, sich also vom skandinavischen Gebirge entfernte, dagegen dort, wo der Abfluss nach Westen erschwert war, sich dem Gebirge etwas näherte.

Ist diese verschiedenartige Entwicklung des Eises zu beiden Seiten des skandinavischen Gebirges durch morphologische Verhältnisse bedingt, so sind andere Differenzen sicher der Ausdruck von klimatischen Verschiedenheiten. Diese treten klar in Erscheinung, wenn wir in verschiedenen Gegenden der Erde den Betrag der Depression der Schneegrenze der Eiszeit unter die heutige bestimmen. Dieser Betrag ist unabhängig von der Höhe des Gebirges und anderen lokalen Momenten und daher ein ausgezeichneter Massstab für die Abweichung des Klimas der Eiszeit vom heutigen. Für die Alpen ist die Depression

der Schneegrenze mit 1200 m festgestellt worden. Gegen die Tropen hin nimmt die Depression ab, so dass in den Gebirgen in der Nähe des Äquators die Schneegrenze in der Eiszeit nur etwa 500—600 m tiefer lag als heute. Es wich also in den Tropen das Klima der Eiszeit um einen geringeren Betrag vom heutigen ab als in mittleren Breiten.

Für die Polarregionen fehlen genaue Bestimmungen über die Depression der Schneegrenze in der Eiszeit. Doch steht es fest, dass die Steigerung des Gletscherphänomens hier eine geringere gewesen ist, als in mittleren Breiten. Überrascht war ich, bei der soeben ausgeführten Reise von Schwedisch-Lapland nach Norwegen zu sehen, dass an der Westküste Skandinaviens schon in verhältnismässig geringer Höhe über dem Meeresspiegel sich scharfe Formen der Gehänge und Gipfel einstellen. In Tromsö liegt nach einer mir gewordenen mündlichen Mitteilung von ALBRECHT PENCK die Grenze zwischen den tieferen, gerundeten Gehängen und den der Rundung entbehrenden Höhen schon in 900 m Seehöhe. Das mag immerhin mit morphologischen Momenten zusammenhängen, die die Eisabfuhr nach Westen so sehr erleichterten. Allein ähnlich sind die Verhältnisse in Spitzbergen, ebenso auch in Grönland, und für die Antarktis in der Umgehung des Viktorialandes hat SCOTT auf einem Kärtchen dargestellt, wie wenig ausgedehnt die gletschergerundeten Gehänge und Flächen oberhalb der heutigen Schneegrenze sind; sie erheben sich nur 120—160 m über die heutige Eisfläche. Es dürfte allgemein gelten, dass in den Polarregionen die einstige Potenzierung der Vergletscherung relativ gering war. Das hängt mit den eigenartigen Verhältnissen der Schneegrenze in der Polarregion zusammen. Der Schneefall ist hier an sich klein, weil die kalte Luft nur wenig Wasserdampf abzugeben vermag. Dabei kommt der niedrigen Temperatur wegen nahezu der gesamte Niederschlag der Schneevermehrung zu gute. Die Verdunstung ist, wie besonders die Beobachtungen in der Antarktis gezeigt haben, sehr gross. Das sind Verhältnisse, wie sie an die Bedingungen in der Nähe der sogenannten oberen Schneegrenze erinnern. ALBERT HEIM hat den Begriff der oberen Schneegrenze in die Gletscherkunde eingeführt. In der Schneeregion nimmt im Gebirge von einer bestimmten Höhenzone aufwärts der Schneefall ab, weil infolge der sinkenden Temperatur der Dampfgehalt der Luft in dieser Richtung abnimmt. In der gleichen Richtung wächst aber die Verdunstung; und schliesslich muss in einer bestimmten Höhe die grösser werdende Verdunstung dem kleiner werdenden Schneefall

gleich werden. Hier liegt die obere Schneegrenze. Weiter oben wird der Schnee durch die Verdunstung aufgezehrt und eine Schneesammlung ist unmöglich. Ist auch bisher diese obere Schneegrenze in keinem Gebirge der Erde beobachtet worden, so ist doch an ihrer Existenz ein Zweifel a priori ausgeschlossen, wenn wir auch über ihre Höhenlage nichts wissen. Diese obere Schneegrenze liegt offenbar in der Polarregion, vor allem in der Antarktis, der Erdoberfläche sehr nahe, während in der Antarktis die untere Schneegrenze unter dem Meeresspiegel zu suchen ist, wie die Beobachtungen der letzten Expeditionen klar gezeigt haben. Wie nun heute im Gebirge in den tieferen Lagen der Schneeregion die Vergletscherung stärker ist als weiter oben, so haben wir in der Antarktis die stärkste Vergletscherung nicht in deren Zentrum, sondern, wie PHILIPPI zuerst betont hat, in einem Gürtel, der weiter im Norden die Antarktis umgibt und dem die Balleny-Inseln, die Bouvet-Insel und die Gegend des Palmer-Archipels angehören. Hier scheint direkt ein Maximum der Vergletscherung zu bestehen, während man weiter im Innern der Antarktis einen etwas schwächeren Grad der Vergletscherung wahrnimmt.

Wenn nun infolge einer Klimaänderung, eines Sinkens der Temperatur, die untere Grenze der Schneeregion, die Schneegrenze schlechthin, sinkt, so dürfte gleichzeitig auch die obere Schneegrenze eine Depression erfahren. Es werden hierdurch Teile des Gebirges über die obere Schneegrenze gelangen, d. h. sie, die früher ewigen Schnee trugen, werden schneefrei werden müssen. So dürfte es im Bereich der Antarktis sein. Es dürfte sich durchaus bestätigen, was SCOTT ausgeführt hat, dass hier eine Steigerung der Temperatur die Bedingungen für die Schneesammlung vergrößert, ein Sinken sie vermindert. In Gebieten, die sich unter der oberen Schneegrenze, aber immer noch weit über der unteren Schneegrenze befinden, kann eine Depression der Schneegrenze nur eine geringe Zunahme der Vergletscherung hervorrufen. Eine starke Zunahme der Vergletscherung erfahren erst Gebiete an oder unterhalb der ursprünglichen unteren Schneegrenze. So könnte es gar wohl sein, dass die oben erwähnte einstige grössere Ausdehnung des Eises in der Antarktis in eine wärmere Zeit, in ein Klimaoptimum fällt. Auch die verhältnismässig geringe Ausdehnung der Spuren der einstigen Eisausdehnung in den Gebieten der Nordpolarregion verglichen mit denen mittlerer Breiten dürfte dadurch eine Erklärung finden.

Eine fernere wichtige Tatsache, die sich trotz der abweichenden Auffassung der sogenannten Monoglazialisten nicht weglegen lässt, ist die Wiederholung der Eiszeiten. Eine solche ist — um nur die wichtigsten Gebiete zu nennen — für die Alpen, für das Gebiet des nordeuropäischen Inlandeises und das des nordamerikanischen Inlandeises, dann auch für einzelne Teile der Tropen nachgewiesen. Jüngst hat nun LEVERETT in einer wichtigen Abhandlung schlagendes Beweismaterial dafür erbracht, dass die verschiedenen Eiszeiten sich im Bereiche Europas und Nordamerikas vollkommen gleichzeitig ereigneten. Er gelangte zu diesem Ergebnis nicht etwa durch Vergleich von Schemata, sondern dadurch, dass er auf weit ausgedehnten Wanderungen in der neuen und in der alten Welt die Einheitlichkeit der Charaktermerkmale der Ablagerungen der verschiedenen Eiszeiten diesseits und jenseits des Atlantischen Ozeans nachwies. Es gelang dies mit Hilfe der Berücksichtigung des Grades der Verwitterung und der Erosion, welche die Ablagerungen der verschiedenen Eiszeiten erlitten haben. Die Ablagerungen der ersten, ältesten Eiszeit, der Günz-Eiszeit der Alpen, des Prä-Kansan der Vereinigten Staaten von Nordamerika, sind bis in sehr grosse Tiefen, ja meist durch und durch verwittert; alle Urgebirge sind vollkommen morsch. Dabei sind die Oberflächenformen durch Erosion und Denudation stark zerschnitten und verändert. In geringerem Masse schon ist das bei den Ablagerungen der folgenden Eiszeit, der Mindel-, beziehungsweise Kansas-Eiszeit, der Fall und noch weniger bei denen der Riss-, bezw. Illinoian-Eiszeit; und die Ablagerungen der jüngsten, der Würm-Eiszeit der Alpen, der Wisconsin-Eiszeit der Amerikaner, sind nur ganz oberflächlich angewittert und ihre Oberflächenformen fast ganz intakt. So schlagend ist die Identität des Verwitterungsgrades der Ablagerungen der verschiedenen gleichzeitigen Eiszeiten in beiden Erdteilen, dass Professor LEVERETT bei Wanderungen, die ich in der Schweiz mit ihm unternahm, angesichts jedes Aufschlusses sofort das Alter der aufgeschlossenen Glazialablagerung auf Grund der Verwitterung in der amerikanischen Nomenklatur angeben konnte. Es stimmte stets mit unserer Altersbestimmung überein. Die innere Übereinstimmung geht noch weiter. In den Alpen ist die Wertigkeit der Interglazialzeiten verschieden. In Europa ist diejenige Interglazialzeit, die sich zwischen die Mindel- und die Riss-Eiszeit einschaltet, besonders lang gewesen, so dass sie die Glazialablagerungen geradezu in eine ältere Gruppe zerlegt, die die Bildungen

der Günz- und der Mindel-Eiszeit, und in eine jüngere, die die Bildungen der Riss- und der Würm-Eiszeit umfasst. Ganz entsprechendes tritt uns auch in Nordamerika entgegen. Ist in dieser Weise die vollkommene Gleichzeitigkeit des Wechsels der Eiszeiten und der Interglazialzeiten in Europa und Nordamerika zwingend bewiesen, so zeigt sich auch quantitativ in der Grösse der Vergletscherungen eine Übereinstimmung diesseits und jenseits des Ozeans. Die älteste Vergletscherung war auf beiden Kontinenten kleiner als die zweite, die Mindel-, respektive Kansas-Vergletscherung. Ebenso war die jüngste Vergletscherung kleiner als die beiden vorhergehenden. Dagegen zeigen sich in der Entwicklung des Glazialphänomens in den beiden mittleren Eiszeiten in einzelnen Gebieten kleine Unterschiede. Im allgemeinen ist in Norddeutschland und in den Alpen die Mindel-Eiszeit die grösste gewesen, ebenso im Bereiche der vom Keewatin-Zentrum ausgehenden Vergletscherung Nordamerikas die der Mindel-Eiszeit entsprechende Kansas-Eiszeit. In einzelnen Gebieten aber, so vor allem im Bereiche der Schweizeralpen, dann aber auch an dem südlich des Michigansees gelegenen Saum der Eismassen, die vom Labrador-Zentrum der nordamerikanischen Vergletscherung ausgingen, ist die vorletzte Eiszeit, die Riss-Vergletscherung der Alpen, das Illinoian der Amerikaner, weiter gegangen als die Mindel- respektive Kansas-Vergletscherung. Für die Schweiz habe ich dargetan, dass die grössere Ausdehnung der Riss-Vergletscherung sich auf eine Hebung um 100–150 m zurückführen lässt, welche die Schweizeralpen in der unmittelbar vorausgehenden Interglazialzeit erfahren hatten. Hier ist also eine lokale Ursache vorhanden gewesen, und die Ausbreitung der Riss-Vergletscherung ist eine Funktion der lokalen und der allgemein wirkenden Ursachen. In jedem Fall aber zeigt der übereinstimmende Gang der wechselnden Eiszeiten und Interglazialzeiten in Europa und im mittleren Nordamerika, dass die allgemeinen Ursachen durchaus im Vordergrund gestanden haben und die lokalen nur leicht modifizierend eingriffen.

Überschauen wir die Ergebnisse, so können wir kurz zusammenfassen: Die Klimaschwankungen der Quartärzeit, die sich im Wechsel der Eiszeiten und Interglazialzeiten äusserten, haben sich sicher auf sehr grossen Gebieten der Erde, wir dürfen wohl heute sagen wahrscheinlich auf der ganzen Erde gleichzeitig ereignet. Die Intensität derselben zeigte aber nach Zonen Unterschiede; vor allem wich das Klima der Eiszeit in den tropischen Breiten um einen geringeren Betrag

vom heutigen ab als in mittleren. Wie die Tropen verhielten sich wahrscheinlich auch die polaren Regionen, wo die Nachbarschaft der oberen Schneegrenze gelegentlich eine vollkommene Umkehrung des Einflusses der Klimaschwankungen auf die Gletscherausdehnung hervorrief. Zu diesen zonalen Unterschieden gesellten sich regionale, die durch Verschiebungen in der Verteilung von Land und Wasser hervorgerufen wurden. Ihre Ursache ist keine allgemeine, sondern eine geographische. Auf rein geographische Momente führt sich die bei gleicher Depression der Schneegrenze von Ort zu Ort so verschiedene Grösse der eiszeitlichen Vergletscherung zurück. Endlich gesellen sich, aber nur lokal, vertikale Bodenbewegungen, Hebungen und Senkungen, modifizierend hinzu.

Auf den Charakter der durch den Wechsel der Eiszeiten und Interglazialzeiten erwiesenen grossen Klimaschwankungen der Quartärzeit können wir Schlüsse aus Schwankungen des Klimas ziehen, die in historischer Zeit, freilich in viel kürzeren Perioden und in geringerem Ausmass, für die ganze Erde konstantiert worden sind. Ich meine die rund 35-jährigen Klimaschwankungen, die ich zuerst 1888 festgestellt habe. Ich bin mir zwar bewusst, dass manche Forscher diese Klimaschwankungen zur Zeit noch ablehnen; allein die Zahl und Ausdehnung der gewordenen Bestätigungen — ich erinnere nur an die grosse Arbeit von HANN — lassen heute einen Zweifel an der Existenz der Klimaschwankungen doch nur schwer aufkommen. Die 35-jährigen Klimaschwankungen bestehen in Schwankungen der Temperatur, die sich auf der ganzen Erde gleichzeitig vollziehen und deren Amplitude ungefähr 1° C. beträgt. Diese Temperaturschwankungen wirken, wie für das Gebiet Europas und des Nordatlantischen Ozeans nachgewiesen wurde, auf die Luftdruckverteilung derart ein, dass in einer warmen Periode der Übertritt ozeanischer Luft vom Meer auf das Festland erschwert, in einer kühlen erleichtert erscheint. Dadurch ist die warme Periode auf dem Festlande gleichzeitig durch eine geringere Niederschlagsmenge ausgezeichnet, die kühle durch eine grössere, während auf dem Ozean die Verhältnisse umgekehrt liegen. Es vergesellschaften sich also mit den Schwankungen der Temperatur auch Schwankungen des Niederschlages; letztere zeigen dabei eine regionale Verschiedenheit derart, dass sich die Schwankungen auf dem Festlande gerade umgekehrt vollziehen wie auf dem Weltmeere.

Ich glaube, diese Ergebnisse werfen Licht auf die grossen Klimaschwankungen des Quartärs einschliesslich derjenigen der Postglazialzeit. Wir dürfen nicht annehmen, dass diese nur ein einziges klimatisches Element betrafen. Sie müssen sich vielmehr in gleichzeitigen Schwankungen der Temperatur, des Luftdruckes und der Niederschläge geäussert haben. Diese sind eben doch alle von einander abhängig, wie der Mechanismus der 35-jährigen Klimaschwankungen lehrt. Doch ist als primäres Moment wie bei den 35-jährigen Klimaschwankungen jedenfalls eine Schwankung der Temperatur anzuerkennen. Ohne Temperaturschwankungen treten wesentliche Schwankungen in der Grösse der Vergletscherung auch heute nicht auf. Um 1815 und 1850 hatten wir bekanntlich grosse Vorstösse der Alpengletscher. Jene Zeiträume waren kühl und feucht. Um das Jahr 1890 fällt auch eine feuchte Zeit, aber die Temperaturdepression war nur verschwindend. Dementsprechend sehen wir nur einen ganz verkümmerten Gletschervorstoss erfolgen. Aber auch die Allgemeinheit des Eiszeitphänomens spricht a priori dafür, dass eine Senkung der Temperatur die vornehmste Ursache gewesen ist. Eine allgemeine Abnahme der Temperatur ist denkbar. Eine universelle Steigerung der schneeigen Niederschläge auf der ganzen Erde ohne Änderung der Temperatur, wie sie von manchen zur Erklärung der Eiszeit angenommen wird, ist dagegen eine physikalische Unmöglichkeit.¹ Wohl aber musste eine Änderung der Temperatur auch eine Änderung der Luftdruckverteilung und damit in gewissen Gebieten eine Steigerung, in anderen eine Abnahme der Niederschläge nach sich ziehen, wie das für die 35-jährigen Klimaschwankungen nachgewiesen ist. Wo bei sinkender Temperatur die Niederschläge gleichzeitig zunahm, dort summierten sich für die Depression der Schneegrenze und für den Gletscherstand Wirkung der Temperatur und Wirkung des Niederschlages. Das gilt, sofern wir nach den heutigen Klimaschwankungen einen Analogieschluss ziehen dürfen, für die Festländer der Erde, und zwar besonders für diejenigen Teile, die eine lebhaft Luftzufuhr vom Ozean erhalten. Es sind dies auf der Nordhemisphäre gerade diejenigen Gebiete, die in der Eiszeit gewaltige Inlandeismassen beherbergten. Über den Ozeanen dagegen

¹ Dass die gesamte eiszeitliche Depression der Schneegrenze unmöglich allein einer Vermehrung des Niederschlages auf Rechnung gesetzt werden kann; ist an anderer Stelle schon nachgewiesen worden. Man müsste sonst z. B. für die Alpen eine Steigerung des Niederschlages auf das 10–20-fache des heutigen annehmen.

durfte in jener Zeit der Niederschlag kleiner gewesen sein. Hier subtrahierte sich die Wirkung der Niederschlagsänderung von der Wirkung der Temperaturänderung, und eine relativ kleinere Depression der Schneegrenze resultierte.

Seit dem Höhepunkte der letzten Eiszeit ist auf der ganzen Erde eine allgemeine Klimaänderung eingetreten. Sie hat durch eine Zunahme der Temperatur, die aber unter Schwankungen erfolgte, das Schwinden der Vergletscherung hervorgerufen. Sie kann nur eine allgemeine Ursache haben. Regionale Einflüsse dürften sich mit ihr vergesellschaftet haben: denn die Verteilung von Wasser und Land ist zuzeiten eine etwas andere gewesen als heute. Ob das Klimaoptimum, das durch die Enquête des Stockholmer Kongresses in der Umgebung des nördlichen Atlantischen Ozeans nachgewiesen ist, sich auf solche regional wirkende Ursachen oder auf eine allgemeine Ursache zurückführt, lässt sich heute noch nicht entscheiden. Unmöglich wäre es nicht.

Ich komme sonach zu demselben Resultat, zu dem auch GUNNAR ANDERSSON vom botanischen Gesichtspunkte aus gelangte:

Die primäre Ursache der Klimaschwankung und Klimaänderung des Eiszeitalters und der Postglazialzeit können nur Temperaturschwankungen gewesen sein. Etwas Weiteres lässt sich heute über die Ursache jener Klimaschwankungen der Quartärzeit nicht sagen. Vor allem möchte ich keine Klimakarten für die Eiszeit oder die einzelnen Phasen der Eiszeit oder Postglazialzeit zeichnen, wie dies versucht worden ist. Es ist dies heute durchaus verfrüht. Auch die Frage nach den Ursachen der allgemeinen Temperaturschwankungen, auf die wir schliessen, lasse ich beiseite. Sie lässt sich noch nicht behandeln, ohne dass wir den festen Boden der Beobachtung verlassen und uns in Spekulationen verlieren. Vorläufig gilt es noch Tatsachen zu sammeln, die Depression der Schneegrenze in den verschiedenen Gletschergebieten der Erde und zu den verschiedenen Phasen der Quartärzeit zu bestimmen, vor allem auch die Pflanzenreste der Quartärzeit noch mehr, als es bis heute geschehen ist, zu untersuchen, um aus ihnen auf das Klima zu schliessen, unter dem sie wuchsen. Erst wenn das Tatsachenmaterial in dieser Richtung bedeutend vermehrt sein wird, wird sich eine Theorie der Klimaschwankungen der Quartärzeit mit Nutzen aufstellen lassen.