

Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung

Von SIEGHARD MORAWETZ

Das größte Ereignis, welches das Menschengeschlecht in seiner Frühzeit erlebte, war die Eiszeit, oder etwas genauer gefaßt, die Kaltzeiten innerhalb des Diluviums. Im Sinne einer messenden Wissenschaft liegt die Frage nach einer möglichst genauen Zahlenangabe für die eiszeitliche Temperaturerniedrigung nahe. Eine befriedigende Antwort ist jedoch nicht so ohne weiteres zu geben und bezieht sich auch nur auf die letzte Kaltzeit, die im Raume Europas die Würm- oder Weichseiszeit genannt wird. Seit man Eiszeitforschung betreibt, stellt man sich die Frage: um wieviel war es damals kälter? Besonders in den letzten fünfzig Jahren verdichteten sich die Aussagen darüber. Da aber die Angaben nicht unbedeutend voneinander abweichen, ist ein Hinweis, wie man die Werte gefunden hat und ob sie ganz sicher festliegen oder eine Verschiebung hinauf oder hinunter erfahren können, nicht überflüssig.

1891 äußerte sich A. PENCK dahin, daß die Eiszeit eine allgemeine Temperaturerniedrigung von 5° brachte und dadurch die mittlere Temperatur auf der Erde von 15° auf 10° absank. Penck leitete die Temperaturerniedrigung ganz allgemein von einer Schneegrenzsenkung um 1000 m ab und verwandte für die Temperaturberechnung wieder ganz allgemein einen Gradienten von $0,5^{\circ}/100$ Höhenmeter. 1906 glaubte er unter Beachtung des Umstandes, daß der Alpenrand gegenwärtig unter mehr ozeanischen, das alpine Zentralgebiet mehr unter kontinentalen Bedingungen steht, die eiszeitliche Temperaturerniedrigung nur auf $2\text{--}3^{\circ}$ schätzen und vor allem einer leichten Herabdrückung der Sommertemperatur zuschreiben zu können. In dem Standardwerk „Die Alpen im Eiszeitalter“ [1909] macht er nirgends eine Zahlenangabe über das Ausmaß der Temperaturerniedrigung, er spricht nur von einer allgemeinen Erniedrigung und bemerkt, daß die eiszeitliche Klimaänderung in Bezug auf das heutige Klima um ein Zwölftel größer als die würmeiszeitliche gewesen sein müsse [1909, S. 1155].

Im Jahre 1914 vertrat der schwedische Geologe A. NATHORST die Meinung, eine Eiszeit setze doch recht tiefe Temperaturen voraus und begründete seine Ansicht mit der Verbreitung der kälteliebenden Dryasflora, die nicht nur aus den ehemals dem Eis benachbarten Gebieten wie Schonen und Norddeutschland, sondern auch aus der Gegend von Krakau, Galizien und dem Irtitsch, hunderte von Kilometern vom einstigen Inlandeisrand entfernt, inmitten von heutigen Waldgebieten zu beobachten ist, und für deren Fortkommen sehr bescheidene Sommerwerte ausreichen. Für den Juli verlangt er eine mittlere Temperatur von $4,4^{\circ}$. Ein Vergleich mit den heutigen Sommertemperaturen dieser Gebiete ergebe eine rund doppelt so große Temperaturerniedrigung wie man sie bei Penck [1891] findet. Genauere Temperaturangaben und ins Einzelne gehende Vergleiche werden jedoch nicht gebracht.

1916 scheidet O. NORDENSKJÖLD im Randgebiet der großen einstigen kontinentalen Eismassen drei Klimatypen aus: 1. Einen marinen Typus mit kühlen Sommern ($3\text{--}6^{\circ}$) und nicht besonders kalten Wintern (um -10°), wie er damals in Ostgrönland, Spitzbergen, Südgeorgien und den Südorkneys vorkam. 2. Einen kontinentalen Typus mit trockenen, ziemlich warmen Sommern (10 bis

15⁰) und kalten Wintern (—15 bis —25⁰), der in Westgrönland und auf dem amerikanischen arktischen Archipel herrschte. 3. Einen glazialen Typus, wo auch die Sommertemperaturen unter Null blieben (Antarktika, Nordgrönland). In Norddeutschland herrschte zur Eiszeit wahrscheinlich ein kontinentales Klima wie in Westgrönland heute, wo die Temperaturen im Winter um mehr als 10⁰ und im Sommer um mehr als 5⁰ tiefer als heute in Norddeutschland liegen. Die sich ergebende Temperaturerniedrigung geht somit weit über die Penckschen Werte hinaus.

1923 betonte C. GAGEL in einem Vortrag vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft, das Klima der Diluvialzeit müsse zur Zeit der Eisbedeckungen in den vereisten Gebieten um wesentlich mehr als 7⁰ kälter gewesen sein als jetzt. Er begründet dies folgendermaßen: Nach A. WEGENER, dem Durchquerer Grönlands auf der Kochschen Expedition 1913, wurde die Temperatur auf dem Inlandeis allein durch die gewaltige Rückstrahlung des Eises um reichlich 7⁰ herabgedrückt. Weiters wies Gagel auf die Beziehungen zwischen Baumgrenze und Temperatur hin, wie sie W. KÖPPEN [1920] gab, und daß sich aus den Angaben Köppens von 1⁰ Temperaturunterschied für 150 m Höhenänderung für die Riß- und Würmvereisung eine Temperaturerniedrigung von mindestens 7,5—8,5⁰ ergäbe. Ferner wies auch Gagel auf die Beziehungen zwischen Temperatur und Verbreitung der Dryasflora hin und kam mit Verwendung der Erkenntnisse von Nathorst und Nordenskjöld durch Vergleich der Temperaturen an Standorten typischer arktischer Tundra in Grönland, Spitzbergen und Norddeutschland für letzteres zu einer um 10—12⁰ tieferen Sommertemperatur als heute. C. Gagel war es, der besonders klar aussprach, daß die Eiszeit eine doch recht beträchtliche Temperaturerniedrigung verlange. Sein Wert ist mehr als doppelt so hoch als der von Penck. Aber auch bei ihm sind alle Zahlenvergleiche doch noch zu allgemein gehalten und es fehlt jede Differenzierung nach Klimazonen, beziehungsweise beziehen sich die Aussagen nur auf die Alpen und Norddeutschland.

Jedoch Gagels Vorstoß für eine beachtliche eiszeitliche Temperaturerniedrigung setzte sich noch nicht durch, noch 1928 hält A. PENCK an einer Temperaturerniedrigung von 4⁰ fest. Für ihn ist weiter das Maß der eiszeitlichen Schneegrenzsenkung fast allein wichtig, er kommt durch weitgehende Verwendung der Angaben von F. MACHATSCHKE [1914] zu einer Herabdrückung der Schneegrenze im Mittel um 800 m. Penck betont ausdrücklich: „Es geben uns die starken Herabdrückungen der Schneegrenze am Saum der Kontinente einen weniger guten Einblick in die stattgehabten Klimaänderungen als die weniger starken im Inneren der Kontinente. Die hier nachweisbaren Lagen der eiszeitlichen Schneegrenzen, 800 m unter der heutigen, sind fast ausschließlich auf Temperaturänderungen zurückzuführen, deren mittleres Maß an 4⁰ herankommen dürfte.“ Dieser Betrag steht in guter Übereinstimmung mit dem im Herzen der Kontinente der Nordhemisphäre gewonnenen und läßt auch für die Tropen auf eine eiszeitliche Temperaturerniedrigung von 4⁰ schließen, die hiernach allgemein für die Erde angenommen werden kann. Das bedeutet, daß während der Eiszeit die Mitteltemperatur der Erde nur etwas über 10⁰ gewesen ist. Auch F. KLUTE geht 1930 in seiner Arbeit über die Verschiebungen der Klimate in der letzten Eiszeit noch von einer mittleren Depression der Schneegrenze von 800 m und rund 4⁰ Temperaturerniedrigung aus. Aber A. PENCK selbst ist es dann gewesen, der auf der Eröffnungssitzung der 3. internationalen Quartärkonferenz in Wien im Jahre 1936 mit seinem Vortrag „Das Klima der Eiszeit“ eine ganz beacht-

liche Revision durchführte. Er sprach damals den Satz aus: „Das eiszeitliche Klima hatte eine um rund 8 Grad niedrigere Jahrestemperatur als das heutige.“ Aber fast noch wesentlicher als diese Erhöhung der Temperaturverminderung auf 8° ist seine Begründung. Penck ging auch diesmal, wie sonst immer, von der heutigen und eiszeitlichen Schneegrenze aus, aber er führte nun ganz neue Vergleiche durch. Auf Grund seiner eigenen Erfahrungen und der Arbeiten von A. FARRINGTON [1934] und H. LOUIS [1934] stellte er die eiszeitliche Schneegrenze in Irland möglichst genau fest und verglich die Jahrestemperatur dort (in 500 m Höhe) mit der an der heutigen Schneegrenze, die er mit Hilfe von drei Stationen (es sind dies Ben Nevis, Säntis und Pic du Midi) mit etwas unter Null Grad ermittelte. Eben durch ihre Lage an der Schneegrenze fällt jede Reduktion weg, die, wenn sie sich über größere Höhenspannen erstreckt, immer etwas Unsicheres hat. Die heutige Temperaturdifferenz zwischen Irland in 500 m Höhe, der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze und der Temperatur auf dem Ben Nevis (1343 m), der knapp unter der heutigen Schneegrenze bleibt, ergibt die eiszeitliche Temperaturerniedrigung. Er zog weiter für seine Frage das Hinterland der Boche von Kotor, wo die eiszeitliche Schneegrenzhöhe auch gut bekannt ist (1400 m) und man über die Temperatur in dieser Höhe durch die Station des Goli vrh in 1310 m ebenfalls genügend Bescheid weiß, heran und da ergab sich eine Temperaturerniedrigung von 8—9°. Penck verglich dann aber vor allem an der Außenküste Europas weiter, z. B. zwischen der Serra da Estrela in Portugal, wo man mit Hilfe der Untersuchungen von H. LAUTENSACH [1929] die eiszeitliche Schneegrenze in 1620—1650 m sehr genau angeben kann (die Temperatur wird dort in 1441 m Höhe gemessen, so daß ohne viel Reduktion diejenige an der eiszeitlichen Schneegrenze sich ermitteln läßt), mit der Temperatur in Schottland in gleicher Höhe und kam hier auf rund 8° Unterschied. Penck führte zwei Vergleiche durch: einmal ging er von der heutigen Temperatur an der eiszeitlichen Schneegrenze aus und fragte nach der heutigen Temperatur an der Schneegrenze unmittelbar darüber. Die Temperaturdifferenz ergibt die eiszeitliche Temperaturerniedrigung. Da aber dort, wo die eiszeitliche Schneegrenze klar feststellbar ist, nicht immer ein Gebirge bis zur heutigen Schneegrenze aufragt und da sich dort aber noch keine Beobachtungsstation befinden muß, suchte Penck noch nach einem anderen Vergleich. Dieser besteht darin, Temperaturangaben von solchen Stellen zu erhalten, die einerseits gleich hoch liegen und wo andererseits die eine der eiszeitlichen und die andere der heutigen Schneegrenzlage entspricht. Die Temperaturdifferenz beider Orte ist die eiszeitliche Temperaturerniedrigung. Solche Vergleichspaare sind bei Penck Serra Estrela -- Ben Nevis, Irland — Nordisland, Hinterland von Bergen und Hinterland der Boche von Kotor. Das Ergebnis ist für die Westküste Europas und auch für das Mittelmeer eine eiszeitliche Temperaturerniedrigung von 8°. Statt der Jahrestemperatur kann man nach dem gleichen Verfahren die Erniedrigung der Sommertemperatur feststellen. Sie beträgt um 10°.

Wie weit sind die Prämissen, auf denen alle diese Berechnungen fußen, zuverlässig? Wie weit sind Verschiebungen der Werte denkbar? Maßgeblich ist einmal eine möglichst genaue Feststellung der heutigen wie der eiszeitlichen Schneegrenze und der heutigen Temperatur in diesen Höhen. Genaue Schneegrenzbestimmungen waren nie leicht und werden es nie sein. Aber bis auf hundert Meter genau lassen sie sich gerade dort, wo Gebirge erst beginnen sich über die Schneegrenze zu erheben und darum auch keine zu schwierigen Exposi-

tions- sowie Luv- und Leeseitenfragen auftauchen, durchführen. Für die Festlegung des eiszeitlichen Verlaufes eignen sich vor allem Gebirgsgruppen mit kleinen Karen gut, und viele der Karböden lagen damals wohl nur wenig unter der Schneegrenze, wie das H. LAUTENSACH [1929] darlegte. Für die von Penck gewählten Beispiele sind die Schneegrenzen recht gut bekannt und auch die Temperaturen für Irland, Ben Nevis, Serra da Estrela und das Hinterland der Boche von Kotor. Reduktionen über größere Höhenunterschiede fallen weg. Bei dem Vergleich Ben Nevis — Serra Estrela ist zu sagen, daß beide Stationen etwas unter der heutigen wie eiszeitlichen Schneegrenze liegen, so daß sich die Fehler nicht summieren, sondern ausgleichen und überhaupt keine Reduktion vorgenommen werden muß. Machen die Fehler bei den Schneegrenzbestimmungen zusammen z. B. 200 m aus, so erreicht die Fehlbestimmung der Temperatur, je nachdem, was für einen Gradienten man einsetzt, 1—1,5⁰, also schon einen recht beachtlichen Betrag aus. Die Bestimmung der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung aus dem Temperaturvergleich Serra Estrela — Ben Nevis ist meiner Ansicht nach bis heute die genaueste, dann folgen die auf der Basis Finse — Goli vrh und Irland — Nordisland. Die von Penck angewandten Vergleichsmethoden sind auf jeden Fall viel genauer als die biologischen Kriterien, wie dies FR. KLUTE schon 1921 klar betonte, da die glazialen Formen vom Klima direkt abhängen und keinerlei Veränderungen durch Wanderungen und Anpassung wie bei Pflanzen und Tieren unterworfen sind. Diese von Penck durchgeführten Vergleiche erbringen einen zwingenden Beweis für die von Nathorst, Nordenskjöld und Gagel vertretenen richtigen Auffassungen. Erkennt man das von A. Penck 1936 angewandte Prinzip als richtig an, so handelt es sich darum, über eine möglichst genaue eiszeitliche und heutige Schneegrenzbestimmung hinaus auch die Temperaturen dort genau zu kennen. Ist man jedoch gezwungen, über große Höhen zu reduzieren, so ergeben sich je nach dem Gradienten, den man anwendet, bald erhebliche Unterschiede. Penck arbeitete vor 1936 mit dem Wert von 0,5⁰/100 m, Köppen mit 0,66⁰/100 m. Es ist ganz reizvoll, für verschiedene Gebiete mit unterschiedlichen Gradienten Berechnungen durchzuführen. In den Jahren 1930—34 lag nach den sehr genauen Untersuchungen N. LICHTENECKERS [1935] in der Sonnblickgruppe die Schneegrenze 2900 m hoch. In dieser Zeit betrug die Sommertemperatur Juni—September in 2900 m Höhe 1,7⁰ (Ausgang für die Berechnung Hoher Sonnblick 3106 m). Zur Eiszeit verlief die Schneegrenze in 1700 m Höhe bei Spittal über den Draugletscher. Heute beträgt die Sommertemperatur in 1700 m 12,9⁰ (berechnet nach der Station Kanzelhöhe 1469 m und 0,66⁰/100 m). Reduziert man vom Sonnblick aus mit dem Gradient 0,66⁰/100 m, so erhält man für 1700 m Höhe eine Temperatur von 9⁰ statt 12,9⁰. Um die Temperatur von 12,9⁰ zu erhalten, wäre, vom Sonnblick ausgehend, ein Reduktionsfaktor von 0,93⁰ notwendig. Bei der Jahrestemperatur ergibt sich vom Sonnblick aus ein Gradient von 0,65⁰, während er zwischen Klagenfurt und Sonnblick nur 0,54⁰, für den Juli aber 0,7⁰ ausmacht. Würde man mit dem Gradienten, wie er zwischen Klagenfurt und der Kanzelhöhe heute herrscht (0,37⁰/100 m), rechnen, so erhielte man, vom Sonnblick ausgehend, in 1700 m Höhe eine Jahrestemperatur von —1,2⁰, das sind schon um 0,9⁰ weniger als sie die Villacheralpe in 2157 m aufweist.

Geht man von der Nordseite der Alpen und der Annahme aus, daß im Salzkammergut in 1200 m die eiszeitliche Schneegrenze verlief, wo man heute in dieser Höhe eine Jahrestemperatur von 5,4⁰ mißt, so erhält man bei einem Gradienten von 0,5⁰/100 m für den Sonnblick einen Wert von —4,1⁰, das sind 2,3⁰

mehr als man dort beobachtet. Ein Gradient von $0,6^{\circ}/100$ m führt zur wahren heutigen Temperatur. Rechnet man aber mit einem Gradienten von $1^{\circ}/100$ m, so ergibt sich für Sonnblickhöhe bereits ein Wert von $-13,6^{\circ}$. So hohe Gradienten treten aber auch heute über große Höhenunterschiede vereinzelt doch auf, und es ist für uns interessant, daß z. B. zwischen der Weststation A. Wegeners in Grönland (954 m) und Eismitte (3030 m), der Gradient für 2076 m Höhenunterschied $0,92^{\circ}$ ausmacht. Rechnet man mit den niedrigen Werten, wie sie zwischen Klagenfurt und Kanzelhöhe heute herrschen, so erhält man für 1000 m Schneegrenzerniedrigung nur $3-4^{\circ}$ Temperaturabnahme, die gut zu den frühen Angaben Pencks passen; nimmt man dagegen Höchstwerte, so werden die 8° noch erheblich überboten.

Wie steht es mit der Temperatur an der Schneegrenze? Für die Schneegrenze im Sonnblickgebiet in 2900 m Höhe und die Jahre 1930—1934 ergibt sich für die Jahrestemperatur ein Wert von $-4,7^{\circ}$ und für die Sommermonate Juli und August von $2,9^{\circ}$, auf dem Claridenfirn in der Schweiz sind die Werte bei 2550 m Schneegrenzhöhe $-3,0^{\circ}$ und $4,6^{\circ}$. Bei Finse, 70 km östlich von Bergen, bei 1600 m Schneegrenzhöhe $-4,4^{\circ}$ und $4,6^{\circ}$, in Westspitzbergen bei 400 m Schneegrenzhöhe errechnet man für den Juli und August ein Temperaturmittel von $2,2^{\circ}$, während der Jahreswert schon unter -10° absinkt — er ist aber für die Schneegrenze hier uninteressant. Man sieht, daß sich selbst über verschiedene Klimagebiete hin einmal recht ähnliche Werte ergeben, andererseits trifft man wieder innerhalb derselben Klimaregion auf erhebliche Unterschiede. Dem Niederschlag kommt dabei die ausschlaggebende Rolle zu. Die niederschlagsreicheren, besonders die an Schneefall reichen Gebiete, können eben höhere Jahres- und Sommerwerte aufweisen, was zwischen dem Claridenfirngebiet und der Sonnblickgruppe zutrifft, denn auf dem Claridenfirn fallen 3500 mm, um den Sonnblickgipfel 2400 mm Niederschlag. Im Claridengebiet wird die um rund zwei Grad höhere Jahres- und Sommertemperatur durch ein Plus von rund 1000 mm Niederschlag wettgemacht. Wie in dieser Hinsicht die Dinge zwischen dem südwestlichen Norwegen und Westspitzbergen liegen, läßt sich nicht angeben, da man die Niederschlagsmengen zu wenig kennt. Die Mengen von 300—400 mm Niederschlag für Westspitzbergen sind sicher zu niedrig, ebenso wohl auch die 800—900 mm, die Finse in Norwegen in 1226 m Höhe ausweist. Bei den gewaltigen Stürmen, die vor allem im Winterhalbjahr über das Fjeld brausen, kann man den festen Niederschlag kaum messen. Durch die Gletscherhaushaltsuntersuchungen auf dem Gänsegletscher in Südspitzbergen durch W. PILLEWIZER [1939] weiß man, daß mit den offiziell ausgewiesenen Mengen die kleinen Gletscher gar nicht existieren könnten, da in den Sommermonaten Juli und August um 50 cm abschmelzen. W. Pillewizer errechnet einen Jahresniederschlag von 144 cm, der mit dem von 1600 mm, die H. W. AHLMANN [1936] für den Mt. Nordenskjöld angibt, gut übereinstimmt. Ein wesentlicher Teil des Niederschlags setzt sich in Spitzbergen in Form von Rauhref ab.

In Südamerika bleiben zwischen 16 und 36° südl. Breite die Temperaturen an der dort sehr hochgelegenen Schneegrenze selbst im wärmsten Monat unter Null und steigen dann bis 50° Breite auf $5-6^{\circ}$ über Null an. Die Niederschläge nehmen von ganz wenigen hundert Millimeter in niedriger Breite bis auf über 3000 im Süden zu. Das ergibt für 1° Temperaturzunahme an der Schneegrenze rund 500 mm Niederschlagsteigerung. Das Resultat dieser ganz groben Überschlagsrechnung wird aber auf Grund der Untersuchungen von R. STREIFF-BECKER [1936] im Claridengebiet durch die bis heute genauesten Relationen,

welche zwischen Temperatur, Niederschlag und Höhe der Schneegrenze bestehen, sehr gestützt. Er fand bei annähernd gleich hohen Niederschlägen (1916—1926 3519 mm, 1926—1936 3429 mm) und einem Temperaturanstieg auf dem Säntis von 3,64° auf 4,54° im Sommer eine Verschiebung der Schneegrenze von 2550 m auf 2650 m Höhe. Hier ergibt ein Temperaturanstieg von rund 1° eine Schneegrenzverschiebung von 100 Höhenmeter. Würde man diesen Wert in die Rechnung für die Festlegung der eiszeitlichen Temperaturniedrigung einsetzen, erhielte man für die Alpen, Mittel- und Westeuropa eine über 8° hinausgehende Temperaturniedrigung.

Führt man die Überlegungen Pencks weiter nach Süden, in die Subtropen hinein, fort, so hat man auf Grund der Untersuchungen von H. OBERMAIER [1921] und H. PASCHINGER [1954] in der Sierra Nevada in Spanien die eiszeitlichen Schneegrenzlagen in 2700—2200 m und die heutigen in 3650—3850 m anzusetzen, aus denen sich eine Schneegrenzsenkung von 1200—1400 m ermittelt. Das entspricht bei einem Temperaturgradienten von 0,66°/100 m einer Temperaturniedrigung von 8—9°. Geht man noch weiter nach Süden, nach Marokko, so ergeben die Studien von K. WICHE [1953] für die M'Gounkette im zentralen Hohen Atlas eine eiszeitliche Schneegrenze in 3600 m und in der nördlichen Vorkette in 3400 m Höhe. Die Depression gegenüber heute wird nur mehr mit 600 bis 800 m veranschlagt, so daß die rezente Schneegrenze um 4200 m liegt. Die Schneegrenzdepression ist auf alle Fälle hier bedeutend kleiner als in der Sierra Nevada und man hat es da mit Werten zu tun, die denen Klute's aus den afrikanischen Tropen entsprechen; damit wird aber, nimmt man nicht einen übergroßen Gradienten zu Hilfe, auch die eiszeitliche Temperaturniedrigung kleiner. So meint H. MENSCHING [1953], im Hohen Atlas hätte sie in 2000 bis 4000 m Höhe 4° betragen. J. BÜDEL [1954] bringt Werte noch weiter aus dem Süden, aus Äthiopien, wo er die heutige Schneegrenze in etwa 4800 m und die eiszeitliche zwischen 4000—4200 m Höhe festlegte. Die Herabdrückung macht im Mittel 700 m aus. Setzt man eine Temperaturabnahme von 0,6°, wie sie jetzt zwischen Addis Abeba und der Küste des Roten Meeres herrscht, auch für die größeren Höhen ein, erhält man eine Abnahme von 4,2° für die Eiszeit.

Durch die Arbeiten Klute's erhielt man dann immer bessere Vorstellungen von den eiszeitlichen Klimaverhältnissen Mitteleuropas und die Werte, die Penck 1936 angab, erfuhren noch eine Erhöhung. So setzte Klute 1949 die Temperaturniedrigung für das Jahresmittel mit etwa 11°, für das Julimittel mit rund 10° und das Jännermittel mit rund 12° auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen an. Klute ist es vor allem auch um die eiszeitlichen Windverhältnisse zu tun. Er zeigt, daß die Zugstraßen I, IV und V in der letzten Eiszeit von den Depressionen hauptsächlich benutzt wurden, und zwar die Straße IV zwischen dem fennoskandischen Inlandeis im Norden und dem Alpeneis im Süden besonders im Sommer und die Straße V südlich der Alpen recht oft im Winter. Durch den nordeuropäischen Eisschild war aber Mitteleuropa viel stärker als heute vor den Einflüssen der Zugstraße I geschützt. Die kalten Rückseitenwinde der Zyklonen wurden noch durch die vom Inlandeis abströmende kalte Luft verstärkt, hatten wohl größere Gewalt und Häufigkeit als heute und erhielten durch das Abströmen vom Eisschild Fallwindcharakter. Aller Wahrscheinlichkeit nach überwogen damals, so wie heute, die Winde mit westlicher Komponente. Für das Aufgreifen des Sandes und feinen Staubes war der kalte Winter mit seiner Schneedecke nicht geeignet; auch der Hochsommer, während dessen Dauer die Sander von den Schmelzwässern zu stark

überflutet und durchfeuchtet wurden, war ebenfalls nicht allzu günstig; besser eigneten sich dazu die Übergangsmonate, besonders die nach dem Herbst hin, wenn eine Schneedecke fehlte und die Schmelzwässer zurück gingen. Überall dort, wo die heftigen Winde nach den Niederschlägen den Boden schnell auf-trockneten und wo die Schmelzwasserfluten nicht hinkamen, nahm der Wind Sand und Schlamm auf.

Auch die größere Meerferne spielt für das Klima eine wichtige Rolle, lag doch Hamburg rund 1000 km vom Meer im Westen ab und hatte eine Lage, die etwa der von Warschau heute gleichkommt. Das Klima vieler Gebiete Europas muß damals auch ohne skandinavischen Eisschild kälter gewesen sein. Heute beträgt der Temperaturunterschied zwischen dem östlichen Irland und Hamburg im Jänner rund -5° , im Juli $2,5^{\circ}$, das Jahresmittel ist aber wegen des milden Irlandwinters dort wärmer als in Hamburg ($8,8^{\circ}$; $8,3^{\circ}$). Begibt man sich von Hamburg 1000 km nach Osten, etwa bis Brest Litowsk, so nimmt die Jänner-temperatur wieder um rund 5° ab, das Julimittel aber um 2° zu. Für den Jänner wiederholt sich die Temperaturabnahme von rund 5° bei 1000 km Ostwanderung noch dreimal (Moskau $-10,8^{\circ}$, Perm $-16,0^{\circ}$, Omsk $-19,6^{\circ}$), während die Juliwerte kaum mehr zunehmen. Wandert man vom Ärmelkanal 4000 km ostwärts, so gelangt man heute in Westsibirien in Gebiete mit einer um rund zehn Grad tieferen Jahrestemperatur als am Kanal. Niemandem fiel es aber ein auf Grund dieser Temperaturabnahme, die allein durch das Kälterwerden des Winterhalbjahres zustande kommt, heute in Westsibirien für eine Eiszeit günstige Bedingungen zu vermuten. Auch wenn so tiefe Wintertemperaturen an der europäischen Küste auftreten würden, könnte es wegen der zu hohen Sommerwärme und wohl auch niedrigeren Gesamtniederschläge als heute niemals zu einer Vereisung kommen. Allerdings geht sicher ein nicht unwesentlicher Teil der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung Mitteleuropas zur Zeit der Hochvereisung auf das Konto der damals recht starken kontinentalen Winterkälte — Klute meint, daß im Winter die Fallwinde vom recht unterkühlten Inlandeis die Temperatur sogar noch weiter herabdrückten — und Jännermittel von -22° am Eisrand herrschten; dazu kommt dann allerdings auch Unterkühlung im Sommer durch die kalten Gletscherwinde in Eisnähe. Zur Zeit des Brandenburger Stadiums maß der Inlandeisrand von der damaligen Nordsee bis in die Breite von Moskau nach Osten rund 2500 km. Selbst wenn nur ein schmaler Streifen unterkühlt wurde, ergibt sich schon ein beträchtliches Areal. Im Winter herrschte wegen der großen Kälte nur geringe Zyklontätigkeit und es fielen wenig Niederschläge. In der Hocheiszeit hat man längs des Eisrandes sowohl im Winter als auch im Sommer eine recht beträchtliche Temperaturerniedrigung anzunehmen, die an alte Werte schon vor fast hundert Jahren, die eine Depression von $13-14^{\circ}$ für die Eiszeit annahmen, erinnert.

H. POSER [1947] versuchte mit Hilfe der Wald- und Frostbodenverbreitung die Temperaturverhältnisse zur letzten Eiszeit zu ermitteln. Er suchte in Europa eine Stelle, wo die Waldverbreitung und Frostbodenbildung in der Würmeiszeit sich überschneiden. Eine solche liegt in der Gegend um Laibach, am Südostfuß der Alpen. Da die Grenze der Waldverbreitung durch die 10° Juliisotherme, die des Frostbodens durch die -2° Jahresisotherme gegeben wird, läßt sich das eiszeitliche Klima von Laibach rekonstruieren, da ja die Jahrestemperatur dem April- und Oktobermittel entspricht und der Anstieg von April bis zum Juli dem Abfall von Oktober zum Jänner gleich kommt. So erhält Poser für Laibach folgende würmeiszeitliche Monatsmittel:

Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
— 14	— 12	— 8	— 2	4	8	10	8	4	— 2	— 8	— 12

Vergleicht man diese mit den heutigen Werten, ergibt sich für den Jänner eine Differenz von 12° , für den Juli von 10° und das Jahr von 11° . Unsicher bleibt, ob Frostboden in Mitteleuropa bei einer auch in der Eiszeit beachtlichen winterlichen Schneedecke schon bei einer Jahrestemperatur von -2° auftrat, beziehungsweise bei einer Wintertemperatur von -12° sich bildete. Verlangt man dagegen, wie J. GÖHRS [1952] es tut, -5° Jahrestemperatur, verschieben sich die Werte ziemlich. Die Prämissen sind hier im Vergleich zu den Überlegungen Pencks viel variabler. Das Verfahren Posers liefert recht hohe Werte für die eiszeitliche Temperaturerniedrigung.

In allerjüngster Zeit scheint das Pendel wieder etwas zurückzuschwingen. So gibt H. FLOHN [1953] an, daß im hohen Norden, nördl. 75° Breite, zur Vereisung eine Temperaturerniedrigung von nicht mehr als $2-3^{\circ}$ nötig sei, auf der Bäreninsel ($74^{\circ} 28'$) genügt eine Temperaturerniedrigung von 4° im Sommer, damit dort fast ausschließlich Schneefall herrscht, auf den Faröern (66°) riefte eine Erniedrigung von 5° Lokalvergletscherung hervor. Weiter im Süden beträgt nach Flohn die eiszeitliche Temperaturerniedrigung $7,5^{\circ}$, bei einem Fehler von $1-2^{\circ}$, in eisnahen Gebieten steigt die Temperaturdepression bis 13° , in ozeanischen kommt man dagegen mit solcher von $3-5^{\circ}$ aus. Diese Werte sind aber wegen der Inversion nur in Bodennähe gültig. In Mitteleuropa in 1000 bis 3000 m Höhe veranschlagt Flohn den Temperaturrückgang auf $6-7^{\circ}$ und meint, wegen Inversion sei es richtiger auch dort 5° anzunehmen. Die Temperaturverteilung zur Eiszeit in Mitteleuropa vergleicht er mit der heute über Labrador bestehenden. Für die kontinentalen Trockenzonen setzt er 8° Temperaturerniedrigung an, für die Tropen eine solche um 4° .

H. MORTENSEN [1952], der von einer Schneegrenzerniedrigung von 1000 bis 1200 m ausgeht und je nach der thermischen Höhenstufe zu einer Temperaturdepression von $5-7^{\circ}$ kommt, meint, daß die eigentliche Depression wegen der lokalen Abkühlung über dem Eis weniger als 5° ausmache. Er nimmt an, daß in den Alpen in 3000—3500 m Höhe zur Würmeiszeit keine niedrigere Temperatur als heute herrschte. Die Depression war in tiefen Lagen am größten. In Mitteleuropa gab es im Jahresmittel eine inversionsähnliche Temperaturschichtung. Die geringe Anfüllung der Firnfelder während der Eiszeit in den Alpen, auf die schon E. RICHTER [1900] hinwies, sind ihm dafür ein wichtiger Beleg. Allerdings kann die in der Eiszeit und heute sehr ähnliche Firnlage der Hochzone weitgehend firn- und gletscherdynamisch bedingt sein. Es kommt auf den durch keine Eisanstauungen behinderten Firnflächen eben schon bei ganz geringem Firnanstieg zu erhöhtem Abfluß und damit zum Druckausgleich.

Fast alle genaueren Bestimmungen der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung beruhen auf der Schneegrenzbestimmung und Schneegrenzsenkung, welcher ersten Begriff G. WAHLENBERG [1813] schon zu Anfang des 19. Jahrhunderts entwickelte und den dann besonders J. PARTSCH [1882] bei seinen Gletscher- und Eiszeitstudien fruchtbar anwandte. Da die eiszeitliche Schneegrenzsenkung für viele Gebirge hinreichend bekannt ist und auch ein Schlüssel für den Temperaturgradienten, der zu verwenden ist, aus Temperaturvergleichen abgeleitet werden kann, läßt sich die eiszeitliche Temperaturerniedrigung mit diesen Angaben wohl recht genau errechnen, offen bleibt aber, ob zur Zeit des Herankommens der Vereisung und zur Zeit der Hochvereisung die Gradienten die

gleichen waren und ob unsere jetzt üblichen Gradienten den damaligen entsprechen. Der Vereisungsprozeß wurde sicher durch eine Temperatursenkung eingeleitet, ob aber dann zur Erhaltung der Hocheiszeit eine größere oder kleinere Temperaturerniedrigung nötig war als zu Vereisungsbeginn, war gebietsweise sicher recht verschieden. Auf dem skandinavischen Inlandeis, das nach E. ANTEVS [1928] eine Fläche von 3,3 Millionen Quadratkilometer einnahm und auf weite Erstreckung über 3000 m Höhe anstieg, gab es wohl kaum eine Ablation. Wenn es einmal dort taute, kam es nur zu einer Materialumlagerung, da ja jeder Wassertropfen wenige Zentimeter unter der Firnoberfläche wieder gefrieren mußte. Nur das, was verdunstete, konnte abgeführt werden und das blieb bei den tiefen Temperaturen wenig. Selbst sehr geringe Niederschläge trugen da noch zur Ernährung des Eises bei. Ja selbst unter den heutigen Temperaturverhältnisse gäbe es in Skandinavien in 3000 m Höhe nirgends einen Ablationsüberschuß. Das Inlandeis müßte sich bis heute erhalten haben, gäbe es keine Aufzehrung vom Rande her. Nimmt man längs eines 2500 km langen Eisrandes nur einen Streifen von 100 km Breite an, auf dem Ablation stattfindet, und zwar in einem Ausmaße, wie man sie heute etwa 1000 m unter der Schneegrenze mit rund 10 m mißt, so kann dadurch ein Anfall von rund 750 mm Wasser in fester Form, der auf einer Fläche von fast 3 Millionen Quadratkilometer niedergeht, zur Aufzehrung kommen. V. PASCHINGER [1923], der auf die Bedeutung der Verlagerung der Maximalzone des Niederschlags in der Eiszeit hinwies, betonte, daß eine tiefe Lage dieser Zone und ein Hineinwandern der Schneegrenze in das Gebiet maximalen Niederschlags für die Gletscherentwicklung recht günstig sein muß. Je mehr Feuchtigkeit aber in der Randzone ausfällt, desto weniger bleibt für die zentralen Teile übrig, und bei auch recht tiefen Sommertemperaturen wird in der Hochzone der Niederschlag auf ein Minimum absinken, so daß doch eine Art Aushungerung der zentralen Gletscherteile eintrat. Andererseits gingen zu dieser Zeit von den großen Eisgebieten die stärksten abkühlenden Einflüsse aus. Die Frage: was geht auf das Konto der Selbstverstärkung, was auf Konto der allgemeinen Temperaturerniedrigung? bleibt unbeantwortet. Eine Zeit geringer Ernährung der Eismitte und zunehmende Abschmelzung am Rande bei steigenden Temperaturen leitete wohl den Eisrückgang ein.

Heute neigt die größere Zahl der Autoren einer eiszeitlichen Temperaturerniedrigung zu, die etwa doppelt so groß ist wie die Pencks aus dem Jahre 1891 und für West-, Mittel- und Südeuropa im Jahresmittel 8—10°, im Juli um 10° ausmacht. Genaue Bestimmungen werden fast ausschließlich noch immer mit Hilfe der Schneegrenzsenkung durchgeführt, während die mit Hilfe der Frostböden, Pflanzen- und Tierverbreitung viel weniger geeignet sind, scharf umgrenzte Zahlenwerte zu liefern. Die Unsicherheiten bei der Schneegrenzsenkungsmethode liegen einmal in der Schwierigkeit der Feststellung der beiden Schneegrenzen, dann die größere in der Festlegung des anzuwendenden Temperaturgradienten. Bei Stationsbeobachtungen in korrespondierender Höhe ist der Temperaturunterschied der Stationen gleich der eiszeitlichen Temperatursenkung. Aber auch da setzt man für die Eiszeit den heutigen Gradient voraus. Wie weit das zutrifft, bleibt offen; die Werte, wie sie heute in Grönland zwischen der Weststation und Eismitte herrschen, sprechen für einen hohen Gradient, die in alpinen Becken oder in Zentralasien für einen bedeutend kleineren. Auch zwischen Anfang, Höhepunkt und Ausklang der Vereisung kann es beachtliche Temperaturunterschiede und verschiedene Gradienten gegeben haben. Der Ein-

fluß des Lokalklimas und die Unterkühlung durch Inlandeis, also Verstärkung der Temperraturerniedrigung, darf man zur Hochvereisung ebenfalls nicht zu gering einschätzen.

Schrifttum

- AHLMANN, H. W.: The four theenth of July Glacier. Scientific Results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen Exp. 1934. Geogr. Annalen, 1936.
- ANTEVS, E.: The last Glaciation. New York, 1928.
- BÜDEL, J.: Klima-Morphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. Erdkunde, 1954.
- FARRINGTON, A.: The glaciation of the Wicklow mountains. Scientific Proceeding R. Irish Academy. 42. Bd., 1934.
- FLOHN, A.: Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde, 1953.
- GAGEL, C.: Das Klima der Diluvialzeit. Zeitschr. d. Dt. Geolog. Ges. 75. Bd., 1923.
- GÖHRS, J.: Die Klimate der ewigen Gefrornis. Diss. Göttingen, 1952.
- KLUTE, F.: Über die Ursachen der Eiszeit. Geogr. Zeitschr. 1921.
- Verschiebung der Klimagebiete der letzten Eiszeit. Petermanns Geogr. Mittl. Ergsh. 209, 1930.
- Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundschau, 1949.
- Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. Erdkunde, 1951.
- KÖPPEN, W.: Verhältnis der Baumgrenze zur Lufttemperatur. Meteorolog. Zeitschr. 1920.
- LAUTENSACH, H.: Eiszeitstudien in der Serra da Estrela. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XVII. Bd., 1929.
- LICHTENECKER, N.: Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. 44. Jahresber. d. Sonnblickvereins, 1935.
- LOUIS, H.: Glazialmorphologische Studien in den Gebirgen der Britischen Inseln. Berliner geogr. Arbeiten 6, 1934.
- LOEWE, F.: Das Klima des Grönländischen Inlandeises. Handbuch d. Klimatologie, Bd. II, Teil K, Berlin, 1935.
- MACHATSCHKE, F.: Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze. Zeitschr. f. Gletscherkunde, VIII. Bd., 1914.
- MENSCHING, H.: Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arbeiten, 1953.
- MORTENSEN, H.: Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. Erdkunde, 1952.
- NATHORST, A.: Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen und einige besonders darauf auch für Mitteleuropa basierte Schlußfolgerungen. Geolog. Foreningens, 1914.
- NORDENSKJÖLD, O.: Studien über das Klima am Rande ehemaliger und jetziger Inlandeisgebiete. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala, XV. Bd., 1916.
- OBERMAIER, H.: Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens. Petermanns Geogr. Mittl. 1921.
- PASCHINGER, H.: Würmvereisung und Spätglazial in der Sierra Nevada. Zeitschr. f. Gletscherk., III. Bd., 1954.
- PASCHINGER, V.: Die Eiszeit, ein meteorologischer Zyklus. Zeitschr. f. Gletscherk., XIII. Bd., 1923.
- PARTSCH, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau, 1882.
- PENCK, A.: Die große Eiszeit. Himmel und Erde, IV. Jahrg. Berlin, 1891.
- Climatic features of the pleistocene Ice-Age. Geogr. Journal, 27. Bd., London, 1906.
- u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1909.
- Die Ursachen der Eiszeit. Sitzber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Kl., 1928.
- Das Klima der Eiszeit. Verhdl. d. 3. intern. Quartärkonferenz in Wien 1936, 1938.
- Europa zur letzten Eiszeit. Festschrift f. Norbert Krebs, 1936.
- PILLEWIZER, W.: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1938. Petermanns Geogr. Mittl. Ergsh. 238, 1939.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit. Naturwissenschaften, 1947.
- RICHTER, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Geogr. Mittl. Ergsh. 132, 1900.
- STREIFF-BECKER, R.: Zwanzig Jahre Firnbeobachtung. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XXIV. Bd., 1936.
- WAHLENBERG, G.: De vegetatione et climate in Helvetia septentrionali inter Rhenum et Arolam observatis et cum summi septentrionis comparatis tentamen. Turici 1813.
- WEGENER, A.: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1920.
- WICHE, K.: Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Gounggebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 95. Bd., 1953.