

DAS KLIMA EUROPAS WÄHREND DES MAXIMUMS DER WEICHSEL-WÜRMEISZEIT UND DIE ÄNDERUNGEN BIS ZUR JETZTZEIT

F. Klute

Mit 6 Abbildungen

I. Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit (W. max).

Um die Änderung des Klimas seit dem Maximum der Würmeiszeit, das wir dem Maximum der Weichseleiszeit, Brandenburger Stadium, in

Schluß, daß der Dryasflora eine Julitemperatur von $4,4^{\circ}$ zukomme, und auch *Nordenskjöld* (1914) kommt zu ähnlichen Ergebnissen. Besonders hat dies wieder *Gagel* (1923) ausgesprochen, wie auch *Gams* (1930). Durch Vergleich der

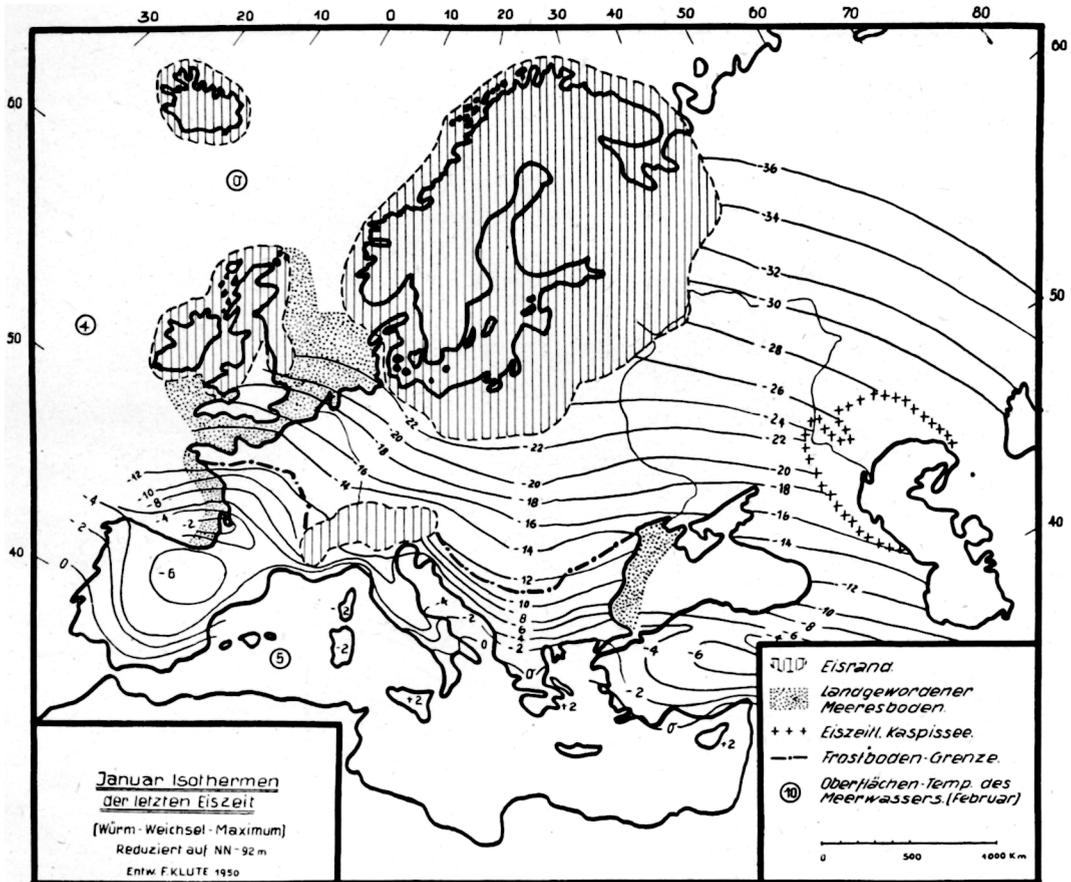


Abb. 1: Januar-Isothermen des Maximums der letzten Eiszeit.

Die äquatoriale Frostbodengrenze läuft in Frankreich südlicher, etwa auf der -4° Isotherme. Die Adria war ebenfalls etwa bis zur -4° Isotherme Land.

Norddeutschland gleichsetzen, festzustellen, muß zuerst versucht werden, das Klima der Weichseleiszeit (W. max.) selbst zu rekonstruieren. Die früheren Annahmen sprachen von einer Temperaturerniedrigung von 3 bis 4° . Allerdings zog schon der schwedische Geologe *Nathorst* (1914) den

Temperatur an der Baumgrenze heute und zur Eiszeit kam *Köppen* (1920) zur einer Temperatur-senkung von rund 8° . Ich selbst kam durch Vergleich der rezenten und eiszeitlichen Schneegrenze zu 7° Temperaturminderung. (*Klute* u. *Will* 1934). *Sörgel* (1942) hat auf Grund

der Frostkeile (Eiskeile, Lößkeile) eine wesentliche Temperaturniedrigung verlangt, und auch Penck, der lange Zeit nur eine geringe Temperaturniedrigung annahm, hat sich (1937, 1938) für eine stärkere Temperaturabnahme entschieden und auch gleichzeitig eine entsprechende Abnahme der Niederschläge verlangt. Ging Penck (1938) von der Depression der Schneegrenze aus, so nahm Poser (1947 a u. b, 1948) die Grenze des Dauerfrostbodens mit -2° Jahrestemperatur und die der polaren Waldgrenze zur letzten Eiszeit mit 10° Julimittel für seine Temperaturbestimmung. Dieses Verfahren war deshalb glücklich, weil sich beide Grenzen etwa bei Agram schneiden, so daß er für diesen Punkt sowohl die Jahrestemperatur wie auch das Julimittel und daraus die Kurve der

Anhaltspunkte gewonnen, besonders auch durch Posers Konstruktion der eiszeitlichen polaren Waldgrenze und der äquatorialen Frostboden-grenze. Die erstere ist auf der Karte der Januar-temperaturen (Abb. 1) eingezeichnet, die zweite auf der Karte der Julitemperaturen. Zur Konstruktion der beiden Temperaturkarten sind diese beiden Linien verwendet, wie auch die Auftautiefen der Frostkeile, die Poser (1947 b) für Mitteleuropa kartographisch darstellt. Für das Mittelmeer ist auch die Karte von Büdel verwendet (1949). Bei den von mir konstruierten Karten sind die Isothermen auf den W. max Meeresspiegel von -92 m reduziert. Die dargestellten Temperaturen sind die terrestrischen Temperaturen, wie sie damals geherrscht haben, mit der Wirkung

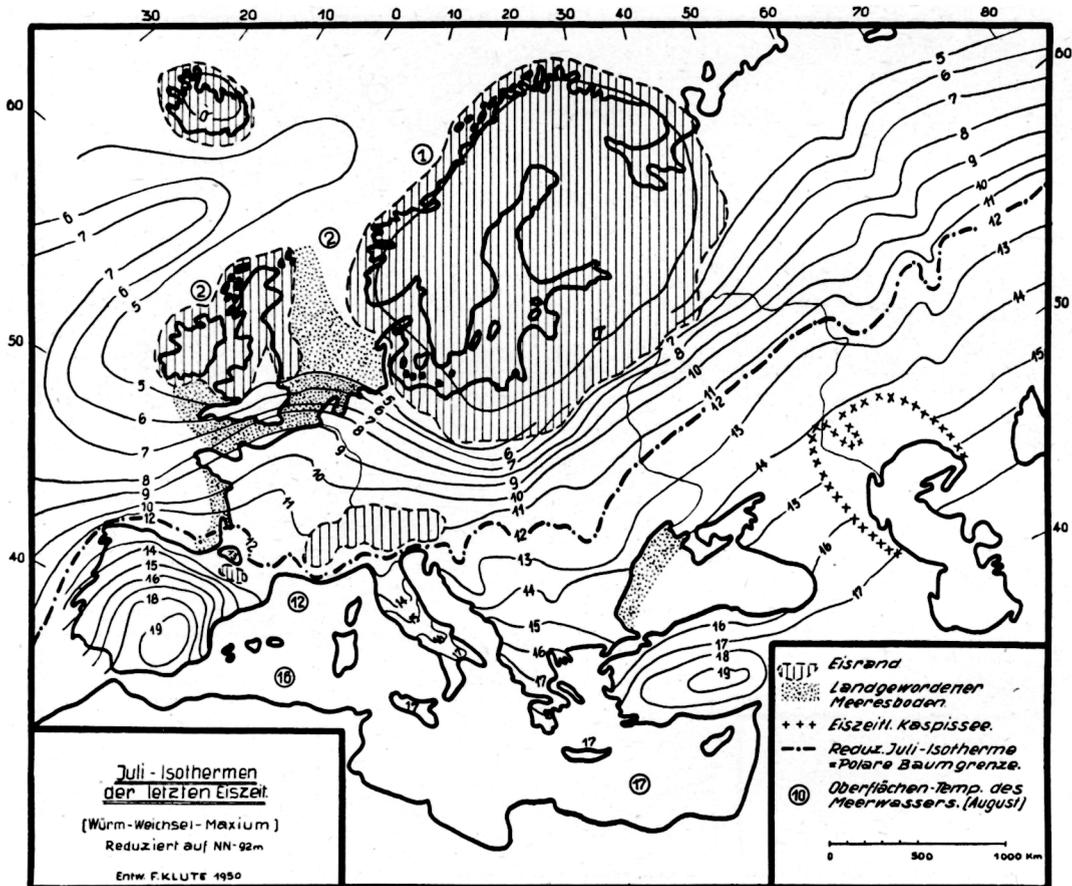


Abb. 2: Juli-Isothermen des Maximums der letzten Eiszeit.

Die polare Waldgrenze (nicht Baumgrenze) verläuft etwa auf der auf -92 m NN reduzierten 12° Isotherme.

Jahrestemperatur ableiten konnte, die er mit einem Januarmittel von -14° und einem Julimittel von 10° annimmt, bei einer Jahrestemperatur von -2° , wobei allerdings der schützende Einfluß der Schneedecke unberücksichtigt bleibt, worauf später noch eingegangen wird. Dadurch sind einige

der Eismassen, der Meeresströmungen usw. und sagen nichts über das Maß der solaren Temperatursenkung aus, die die Eiszeit verursacht hat. Für die Juliisothermen (Abb. 2) bildet die Posersche Darstellung der W. max polaren Waldgrenze das Rückgrat, nur daß ich ihren Verlauf

in Frankreich weiter südlich lege und auch Ungarn nicht für vollständig mit Wald bedeckt annehme, was ich schon früher erwähnt habe (Klute 1949). Diese beiden Tatsachen finden sich auch unabhängig von mir bei Büdel (1949) in gleicher Art dargestellt, doch möchte ich im Gegensatz zu Büdel die Juliisothermen in Osteuropa etwas weiter südlich ziehen, wozu mich die Nähe des nordischen Inlandeises veranlaßt. Im Mittelmeergebiet ist das Auftreten der wärmeliebenden Waldbäume, die Büdel (1949) angibt, ein gewisser Anhaltspunkt, da sie eine Julitemperatur von etwa 14° verlangen und besonders die Buche die Gebiete mit einer Januartemperatur von weniger als -3° bis -4° meidet. Für die Gebiete nördlich der polaren Waldgrenze bietet die Auftautiefe von Poser (1947 b) gewisse Anhaltspunkte.

Wo diese so gewonnenen Juliisothermen die W. max Frostbodengrenze schneiden, müssen die Januartemperaturen so niedrig liegen, daß die Jahrestemperatur ungefähr -2° beträgt, die etwa aus dem Mittel von Januar- und Julitemperatur errechnet werden kann. Allerdings spielt die Schneebedeckung dabei eine Rolle, worauf später eingegangen werden soll.

Die Auftautiefen von Poser (1947^b) geben nur einen ungefähren Anhaltspunkt. Krentz (1942) hat gezeigt, daß die Gefrornis im Winter 1939/40 in Basaltgrus bis 65 cm Tiefe eindrang, dagegen in Humusboden nur auf 33 cm, und dennoch war der Basaltgrus 24 Tage früher frostfrei als der Humusboden. Es bestehen sowohl beim Gefrieren wie beim Auftauen beträchtliche Unterschiede, je nach Bodenart, Bodenwasser, Bewachsung und Schneedecke.

Von Godhavn (Westgrönland 69° N) teilte mir Magister Porsild freundlicherweise brieflich mit, daß er bei vielen Messungen jeweils im Herbst den Frostboden bei 60 cm Tiefe (\pm sehr wenige cm) gefunden habe, wenn die Oberfläche ziemlich dicht mit Kräutern und Kleingestrüpp bewachsen war, während er im unbewachsenen Gneissandboden den Frostboden erst in 1 m Tiefe angetroffen habe. Trotz dieser Unterschiede können die Auftautiefen mit gewisser Vorsicht zur Temperaturbestimmung herangezogen werden. Godhavn hat im Januar eine Schneedecke von etwa 25 cm und im Juli $7,5^{\circ}$ und im Jan. -16° , was der W. max Temperatur im westlichen Mitteleuropa entsprechen dürfte. Für beide Temperaturkarten ist natürlich die abkühlende Wirkung des Inlandeises berücksichtigt, das besonders im Winterhalbjahr durch kalte Fallwinde die Umgebung stark beeinflusst. Aus den Temperaturkarten ersehen wir, daß in Mitteleuropa zwischen der nordischen und der alpinen Vereisung die Julitemperatur nicht auf 10° anstieg, ein Ver-

halten, das wir auch in den rezenten Tundragebietten feststellen können, und daß ferner der Januar extrem kalt war. Soergels Bestimmung der Temperatur für Thüringen (1942) scheint mit $12,2^{\circ}$ Julimittel im W. max zu hoch, denn dann hätte hier Wald wachsen können, während die Januartemperatur mit $-21,9^{\circ}$ den damaligen Verhältnissen näher kommen dürfte. Für sehr kalte Winter spricht noch die Tatsache, die schon Obermaier (1939) ausführt, und die Bandi (1944) von neuem bestätigt, daß die Rentiere noch im Magdalénien, also nach dem Pommerschen Stadium von der Schweiz im Winter in die Dordogne gewandert sind, ohne daß die Jäger folgten. In der Schweiz sind — wie auch in Deutschland — nur Sommergeweihe mit Bruchstücken der Schädelkapseln gefunden worden und in der Dordogne nur abgestoßene Geweihe, die zu Beginn des Winters von den männlichen Rentieren abgestoßen werden. Knochen neugeborener Rentiere, deren Geburtszeit von April bis Juni liegt, fanden sich umgekehrt nicht in der Dordogne, dagegen in der Schweiz. Der zurückgelegte Wanderungsweg von der Schweiz bis zur Dordogne beträgt etwa 500 km, während die kanadischen Rentiere heute wegen der Mücken im Sommer 1500 km nach Norden wandern. Wäre auch zur Eiszeit die Mückenplage die Ursache der sommerlichen Abwanderung der Rentiere aus der Dordogne gewesen, so sind für die winterliche Abwanderung aus der Schweiz wohl eher große Kälte, Stürme, Schneedecke und Futtermangel verantwortlich zu machen.

In ähnlicher Weise wie von mir zur Bestimmung der W. max Temperaturen vorgegangen wurde, geht auch Klein (1951) vor, die aus den Poserschen Werten für die W. max Temperatur von Agram die Temperaturerniedrigung für diesen Ort aus der Differenz mit der rezenten Temperatur errechnet und diese Differenzen auch für Mitteleuropa annimmt, ihnen aber noch bestimmte Korrekturen anfügt, wie sie durch die abkühlende Wirkung des Inlandeises hervorgerufen werden, und wie sie sich durch die Auftautiefen der Poserschen Karte ergeben. Das Resultat stimmt meist gut mit meiner Karte überein, nur glaube ich, die Wintertemperaturen etwas tiefer annehmen zu müssen.

Dafür sprechen die Überlegungen über die Luftdruck- und Windverhältnisse. Wie die Rekonstruktion des W. max Klimas zeigt (Klute 1949, 1951), ist aus der Lößlagerung, der Orientierung der Kare und aus der Orientierung der Dünen auf westliche Winde und damit auf wandernde Zyklonen zu schließen, wenigstens in den Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst, die aber damals weiter gegen den Sommer gerückt

waren als heute. Die zyklonale Tätigkeit war im Winter gering und beschränkte sich mehr auf den atlantischen Ozean und das Mittelmeer. Den westlichen zyklonalen Winden scheint nun die Beobachtung von *Cailleux* und andern zu widersprechen, der durch Windkanter vor dem Eise festgestellt hat, daß die Winde in Schonen noch im Gotiglazial von *ENE* kamen. Dies verträgt sich durchaus mit meiner Ansicht, daß zu gewissen Jahreszeiten westliche Winde zustande kamen. Die Antizyklonen auf dem nordischen Inlandeis sind schon wegen der Form des Inlandeises mit dem stetigen Gefälle nach außen nicht so stabil, wie etwa Antizyklonen über winterlichen Landmassen, die Beckenform besitzen. Die kalte Luft gleitet vom Inlandeis leichter ab. Dies ist auch heute in Grönland der Fall, und ein Vergleich der Windrichtungen zeigt, daß besonders auf der Westseite Fallwinde vom Inlandeis vorherrschen (*Petersen* 1935, 57) bis auf die Sommermonate, in denen auch Winde aus den westlichen Quadranten etwas häufiger werden. *Loewe* (1935, 93) zeigt das gleiche für die Stationen auf dem Inlandeis und erklärt diesen Wind als „Schwerewind, der durch die Temperaturunterschiede längs der Inlandeisoberfläche in Bewegung gesetzt wird“. Das wird dadurch bewiesen, „daß die zwei Monate stärksten Windes an der Weststation (Februar und November) gleichzeitig die größten (überdiabatischen) Temperaturgradienten zwischen Eismitte und Weststation aufweisen“. Diese Fallwinde sind nur einige hundert Meter mächtig, wie durch Pilotballonaufstiege festgestellt werden konnte. Sie werden sogar von niederschlagbringenden westlichen Winden überflogen. Die Reichweite dieser Fallwinde ist aber gering. Es ist nun, wenn man diese Verhältnisse auf das nordische Inlandeis anwendet, durchaus verständlich, daß vor dem jeweiligen Rand des Eises sich eine Zone von rd. 50 km befand, die diesen trockenen Winden überwiegend ausgesetzt war, Winden, die heute in Westgrönland im Jahre über die Hälfte bis drei Viertel der Windrichtung ausmachen. Diese kalten, trockenen Fallwinde, die *Cailleux* (1942) noch für das Gotiglazial nachgewiesen hat, waren eine dauernde Begleiterscheinung des Eisvörlandes und haben hier den Sand und Staub aufgehoben und schwere Steine zu Windkantern geschliffen oder an größeren Blöcken Kanellierungen hervorgebracht, die noch heute die Windrichtung feststellen lassen. In all diesen Tatsachen stimme ich mit *Cailleux* vollständig überein. Daß diese Zone vor den Moränen liegt, hat schon *Dücker* (1934) ganz einwandfrei nachgewiesen, wie auch, daß zur Zeit der Ausblasung und Windkanterbildung Brodelboden vorhanden war, also periglaziales

Klima mit Fallwinden vom Eis. Die Brodelböden sind allerdings durch die vertikale Gesteinsbewegung der Bildung und Erhaltung der Steinpflaster und Windkanter nicht günstig. Flugsand- oder Lößablagerungen schließen sich im Gebiet der Steinpflaster aus, sie folgen weiter außen zentrifugal vom Gletscher. Die Beobachtungen von *Dücker* zeigen auch die Vegetationsfreiheit oder -armut der Gebiete um den Gletscherrand in 30—50 km Entfernung. Diese Zonen der Windkanter und der ausgewehten Sander zieht sich wie der Strandwall eines sinkenden Meeres mit dem weichenden Eis zurück, und die zeitlich älteste Region der Windkanter kann bei genügendem Rückzug des Eises und damit weiterer Entfernung vom Inlandeisrand und der Wirkung der Fallwinde mit Löß bedeckt werden. Es ist aber deshalb nicht nötig, für Steinpflaster und Windkanter unter dem Löß ein besonderes Klima anzunehmen, das durch dauernden Hochdruck auf dem Inlandeis dauernde nordöstliche Winde erzeugt hätte und ein weiteres Klima, das dann den Löß nach Osten verweht hat (*Klute* 1949). Es wanderte durch Tausende von Jahren getrennt die Zone der Windkanter, d. h. diese orographisch-klimatische Zone, die den Löß liefert, nach Norden und ist an jedem Punkt verschiedenen Alters, wie auch Dünen und Frostboden. Es befinden sich aber auch in Gebieten, die ziemlich weit ab vom Inlandeis liegen, fast regelmäßig Windkanter oder Steinpflaster unter dem Löß, zum mindesten große Steine, die auf horizontaler Fläche vom Wind freigeweht wurden, und zwar so beträchtlich, daß eine geraume Zeit vergangen sein muß, in der der Boden der Windwirkung ausgesetzt war, bevor der Löß zur Ablagerung kam. Diese, niemals am Rande des Inlandeises gelegenen Blöcke können nur zu einer Zeit freigeweht worden sein, als das Klima schon kalt war, das Inlandeis aber noch nicht weit genug vorgedrungen war, um seine Sander zur Lößausblasung zur Verfügung zu stellen. Diese Tatsache scheint mir dafür zu sprechen, daß die Klimaänderungen schnell vor sich gingen und die Inlandeisbildung diesen gegenüber zeitlich wesentlich nachhinkte. Der Boden war schon durch das kalte Klima teilweise vegetationsfrei, die Niederschläge hatten entsprechend abgenommen, die Winde waren heftig, aber das Muttermaterial für den Löß war noch nicht, wenigstens nicht in größerer Menge vorhanden.

Um zur Frage des Klimas zurückzukehren, sei nur nochmals hervorgehoben, daß die Fallwinde vom Inlandeis überwiegend vorhanden waren, daß sie die erwähnten Wirkungen ausübten, wie diese auch von *Cailleux* (1942) für das heutige Island so richtig beschrieben wurden, daß sie aber

von kurzer Reichweite waren und nicht das Großklima bestimmten. Bei dem langen Winter und dem fast dauernden Hochdruck über dem östlichen Europa war im W. max die winterliche Kaltluftfront bis an den Atlantik vorgerückt, und zwar nicht nur wie heute für einige Wochen, sondern für Monate, was die nordische Eismasse mitverursachte. Nehmen wir heute die Ausdehnung der kalten Polarluft im Winter im Mittel bis 55° n. Br. in Mitteleuropa an, so umfaßt das Areal der Kaltluft gegenüber der Tropikluft, gerechnet bis 30° n. Br., etwa 40%. Zur Eiszeit mußte im Winter, nicht nur im Januar und Februar, die Kaltluftmasse (bis 40° n. Br. gerechnet), etwa 75% der Luftmasse bis 30° n. Br. ausmachen, was natürlich auch seinen Einfluß auf die Großwetterlage hatte. Die Polarfront lag damals gegenüber der äquatorialen Luft im Winter am Atlantischen Ozean von Tromsö bis in die Bretagne, vielleicht noch weiter südlich, denn nördlich der Nordsee, die z. T. Land war, und südlich von England legte sich das kalte Süßwasser über das schwere Salzwasser, und auch in der Biskaya waren noch Eisberge, denn nordisches glaziales Material geht nach *Andrée* (1920, 294) am Meeresboden west- und ostwärts der Azoren bis 35° n. Br. Diese Eisberge, die allein dieses Material geliefert haben können, müssen von dem in der Biskaya umbiegenden Ast des Golfstromes nach Süden in den Kanarenstrom mitgenommen worden sein und schmolzen erst dort ab. Dadurch war auch der Golfstrom an der europäischen Küste nicht mehr so warm wie weiter draußen und wurde in höheren Breiten durch Eisberge und Schmelzwasser an sich kälter, wie das *Manley* (1951, 62) darstellt. Allerdings fehlt auf seiner Karte der von mir oben angenommene, mit Eisbergen belastete Strom von der Biskaya nach Süden, der die glazialen Meeressedimente bei den Azoren erklärt. Der Golfstrom drang wohl aus dem Golf von Mexiko nach Norden, aber die Zugstraßen der Minima waren durch das nordamerikanische Inlandeis etwas nach Süden verschoben. *Bryan* und *Cady* (1934) haben durch eiszeitliche Dünen auf den Bermuda-Inseln, $32,50^\circ$ n. Br., nachgewiesen, daß die zyklonalen Stürme, die heute 5° nördlich der Bermudas verlaufen, zur Eiszeit über die Inseln gingen, so daß der Golfstrom als Ganzes weiter nach Osten verschoben war. Er war also schmaler als heute; da aber auf den Bermudas nach *Bryan* und *Cady* der eiszeitliche, dünenbildende Wind von S und SW kam, war die Richtung des Golfstromes doch nach N und NE gerichtet, wie heute, nur kamen seine Ränder nicht so nah an die europäische Küste, die von kaltem Wasser blockiert war, genau wie die nordamerikanische. Sein östlicher, um

die Sargassosee abzweigender Arm nahm die Eisberge und kalten Wässer auf und beförderte beide nach Süden. Daß die Winde im W. max heftig waren, läßt sich schon durch den thermischen Gegensatz zwischen dem Meerwasser und dem nordischen Inlandeis erklären. Für die Westseite Europas haben diese Tatsachen zur Folge, daß die westlichen Winde vor Erreichen des Kontinents kaltes Meerwasser zu überqueren hatten und deshalb abgekühlt waren und damit auch trockener auf den Kontinent kamen. Diese Tatsache, wie auch das Auftreten der Fallwinde, habe ich in meinen Arbeiten (*Klute* 1949, 1951) nicht genügend betont; sie widersprechen aber nicht den dort dargestellten Zugstraßen der Zykklonen, sondern ergänzen das Bild der wechselnden Windverhältnisse im eiszeitlichen Jahr.

Für die Wintertemperaturen auf Abbildung 1 sind die Fallwinde mitentscheidend, sie drücken die Wintertemperaturen wesentlich herab. Dies ist auch für die Niederschlagskarte von *Klein* von Bedeutung. Der Winter hatte nach meiner Auffassung wenig Zykklonen in Mitteleuropa, auch wahrscheinlich viel Windstillen unter Hochdruck, ausgenommen lokale Fallwinde oder gelegentlich Oststürme, die von Minima im Atlantik angezogen wurden. Deshalb waren auch die Niederschläge so gering in dieser Jahreszeit. Meine Schülerin *A. Klein* (1951) hat nach einer neuen Methode die Niederschläge zu W. max berechnet.

Ich möchte der Veröffentlichung ihrer Arbeit nicht vorgreifen und bringe deshalb nicht die Niederschlagskarte, sondern teile nur einige wesentliche Daten über die W. max Niederschläge

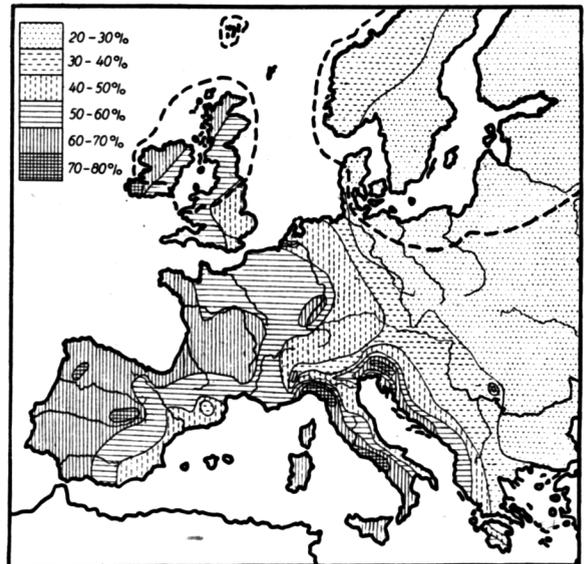


Abb. 3: Prozentualer Anteil der Würm-Maximum-Niederschläge an den rezenten Niederschlägen, nach *A. Klein*.

mit. *Klein* (1951) erhält für W. max an den Küsten Skandinaviens, Irlands und Schottlands 1000 bis 1500 mm, in Südwestirland und Südwestschottland gegen 2000 mm. An der französischen Küste fielen 500 bis 750 mm und im mitteleuropäischen Flachland schon westlich der Elbe unter 250 mm. Gegenüber den rezenten Niederschlagsmengen waren die eiszeitlichen überall in Europa geringer. Wie *Klein* (1951) auf einer Karte des prozentualen Anteils der letzteiszeitlichen Niederschläge an den heutigen Niederschlägen zeigt (Abbild. 3), werden nur 80 % der heutigen Niederschläge an wenigen Stellen erreicht, 70 % im Mittelmeer, im Westen Frankreichs und der Britischen Inseln, und dann nimmt die Prozentzahl durch Mitteleuropa nach Osten ab, um östlich der Elbe schon auf 20 bis 30 % zu sinken. Die Abnahme der Depression der Schneegrenze nach Osten, die schon *Partsch* und *Machatschek* nachgewiesen haben, entspricht diesem Verhalten der eiszeitlichen Niederschläge. Damit möchte ich, wie schon früher (*Klute* 1930, 177) darauf hinweisen, daß alle Angaben, wie feuchter oder trockener als heute, die aus Fließerde, großer Schotterführung, stärkerer Seitenerosion u. dgl. geschlossen werden, nur richtig zum Gesamtklima der Eiszeit sind, und absolut betrachtet, meist unrichtig sind, denn sie ziehen nicht in Rechnung, daß Europa in einer ganz anderen Klimazone lag. Schmelzzeit war in Agram von Mai bis September. Das Schneeschmelzhochwasser der Flüsse lag dort im Mai und rückte nach Norden in den Juni und für die Ränder des Inlandeises in den Juli. Die mitteleuropäischen Ströme empfangen von dem Inlandeis den in fester Form bis zum Abschmelzrand vorgeschobenen Niederschlag von 800 000 qkm Fläche zu ihrem eigenen aus einem Gebiet von rund 360 000 qkm, das durch die Eisbedeckung der rezenten Unterläufe der Flüsse etwas kleiner war als heute (*Lied* 1950). Für die Schotterführung stand somit eine **H o c h w a s s e r m e n g e** zur Verfügung, die größer war als heute, da der geringere Niederschlag des Jahres in 4 Monaten abfloß und dabei die Monate Juni und Juli neben dem Monatsniederschlag fast die gesamten Schmelzwässer der Winterniederschläge zu Tal brachten, die auch in allen Mittelgebirgen bis dahin gehortet waren. Nun müßte man annehmen, daß dadurch eine gewaltige Erosion hervorgerufen würde, aber die Schotterzufuhr durch die Gletscher und die periglazialen Gebiete — die Mittelgebirge waren von 600 m Meereshöhe ab vegetationsfrei — war so groß, daß die größeren eiszeitlichen Hochwässer mit der Schuttfracht überlastet waren, daß sie in die Breite aufschotterten, wie die diluvialen Terrassen beweisen.

Nun verlangen die Beobachtungen von *Schaefer* (1950) vor der Vollschotterung der Täler eine Ausräumung der Rinne, bevor sich die glazialen Schotter abgelagert haben. Dies kann dadurch seine Erklärung finden, daß eine Interferenz zwischen dem Eintreten des eiszeitlichen Klimas und dem Maximalstand der Gletscher bestand. Dies ist dann der Fall, wenn das Kälterwerden relativ schnell eintrat und damit der oben angeführte glaziale Typus der jährlichen Wasserführung mit Hochwasser im Frühsommer eher da war als die Schottermengen, die das Eis lieferte, daß also für das Sinken der Temperatur von der Interglazialzeit bis zur Eiszeit, also zur W. max. Temperatur mit all' ihren Folgen nicht etwa 10 000—15 000 Jahre zur Verfügung standen, sondern eine kürzere Zeit. Dann hinkten die Gletscher stark nach, aber die Hochwasserführung der Flüsse war schon in den Juni gerückt und erodierte stark in die Breite, was auch in den Mittelgebirgen überall dort der Fall ist, wo keine zu starke diluviale Hebung vorhanden ist. Erst als in den Mittelgebirgen die Felsterrassen oder im Alpenvorland die breiten, kastenförmigen Täler, die *Schaefer* feststellte, geschaffen waren, konnten sie mit Schottern in der ganzen Breite bedeckt werden. Für die Interferenz zwischen kaltem Klima und dem Vorstoßen der Gletscher spricht auch die oben erwähnte Windkanter- und Steinpflasterdecke unter den Lössschichten. Bei den ganzen Vorgängen war die Gefornis des Bodens ebenfalls schon eingetreten, die das Einsickern des Wassers hinderte. Daher auch das stehende Wasser im Boden, das die Gefornis im Boden wieder stark begünstigte; daher auch die unrichtige Vorstellung, es wäre feuchter gewesen als heute. Es war eben bodenfeuchter, aber niederschlagsärmer als heute, die Flüsse hatten größere Hochwässer im Frühsommer als heute, aber der Jahresabfluß war geringer, und sie waren 5 und mehr Monate im Jahr zugefroren. Das Mittelmeergebiet muß auch damals Sommertrockenheit gehabt haben, wie das stärkere Ansteigen der Schneegrenze bei Eintritt in das Mittelmeergebiet erweist (*Klute* 1928), was auch aus der Schneegrenzenkarte von *Brusch* (*Büdel* 1949) für die Iberische und Apenninhalbinsel hervorgeht. Besonders deutlich zeigen dies auch die Untersuchungen von *Nußbaum* (1938, 198) in den Pyrenäen, die eine wesentlich geringere Vergletscherung auf der Südseite aufweisen. Die Schneegrenze liegt auf der Südseite 400—600 m höher als auf der Nordseite, was nur durch Sommertrockenheit zu erklären ist. Diese widerspricht nicht der Verbreitung der Buche im Mittelmeergebiet zur Eiszeit, denn die Buche hält auch heute in den mediterranen Gebirgen 3 Monate Sommer-

trockenheit ohne weiteres aus, wenn auch in größerer Meereshöhe als zur Eiszeit. Aber damals muß allerdings auch in den tieferen Regionen die Luftfeuchtigkeit größer gewesen sein, was in der tieferen Temperatur begründet ist.

Schostakowitsch (1927) hat für die Berechnung der Schneedecke auf Frostboden folgende Beziehung gefunden. Die Wintertemperatur (Dezember bis Februar) teilt er durch die Schneehöhe im Januar (in cm) und erhält so den Quotienten $\frac{a}{b}$; ist $\frac{a}{b} \geq -0,5^\circ$, dann entsteht keine Gefrornis. Benutzen wir diese Gleichung mit der Schneedecke im Januar als Unbekannte, so erhalten wir die maximale Schneedecke, die im Januar bestanden haben darf, wenn Frostboden zur Eiszeit aufgetreten ist. Für Agram erhalten wir nach den *Poserschen* Temperaturzahlen (Winter = $-12,7^\circ$) den Quotienten zu $-0,5$ eingesetzt, eine Schneedecke von 25 cm W. max. Der Quotient $\frac{a}{b}$ kann auch gebildet werden durch das Mittel der Lufttemperatur der Monate November bis März geteilt durch die mittlere Schneehöhe der gleichen Monate, was, rückwärts gerechnet, W. max $-10,1^\circ : -0,5$ ergibt und damit eine mittlere Schneedecke von 20 cm in den 5 Monaten. Agram lag damals durch die Meeresspiegel-senkung 250 km weiter von der Adria entfernt als heute. Von Agram nach N nahm die Wintertemperatur stark ab. In Thüringen dürfte sie schon -18° betragen haben, so daß der Frostboden auch bei höherer Schneedecke — die unwahrscheinlich ist — garantiert war. Diese Überlegung scheint zu beweisen, daß die Niederschläge in der Ebene im Winter gering waren, und die Hauptniederschlagszeiten wie heute in den kontinentalen Gebieten Europas gegen den Sommer gerückt waren. Dies habe ich auch bei der Darstellung der W. max Zugstraßen angenommen (1949).

Damit seien die Betrachtungen des W. max Klimas abgeschlossen, das noch so viele interessante Probleme birgt. Als Zusammenfassung sei nochmals festgestellt, daß in Mitteleuropa die Juli-Temperaturen unter $10,5$ — 11° lagen, da keinerlei Wald zur Eiszeit nachgewiesen ist, und daß die Juli-Temperaturen erst südlich der Alpen über 11° stiegen. Das kalte Schmelzwasser und die Eisberge hielten auch bis in die Biskaya im Sommer die Temperaturen niedrig, denn gerade im Frühjahr mußten die Eisberge nach Süden treiben, und gerade im Sommer lieferte das Inlandeis Skandiaviens und der Britischen Inseln Schmelzwasser ins Meer, das den ganzen Winterniederschlag des Schmelzrandes in wenigen Monaten brachte.

II. Die Änderungen des Klimas seit dem Maximum der Weichsel-Würmeiszeit bis zur Jetztzeit.

Die Schwierigkeiten für die Bestimmung der Klimaänderungen seit der Eiszeit liegen zuerst einmal in der Zeitbestimmung. Ich kann mich aus verschiedenen Gründen nicht entschließen, die Strahlungskurve für diese Zeitrechnung zu benutzen und muß daher eine andere Zeiteinteilung annehmen. *Antevis* (1928) hat den Rückzug der letzten maximalen Vereisung von Long Island (New York) mit großen Strecken abgeählter Bändertone, allerdings mit einigen Lücken, für die die Zeit geschätzt ist, mit 40 000 Jahren angegeben. Nach einer brieflichen Mitteilung teilt er allerdings mit, daß er die Zeit des Gesamt-rückzuges von 40 000 Jahren überschätzt habe und daß es 35 000 bis etwa 30 000 Jahre sein könnten, von denen er 26 000 Jahre durch Abzählung von Bändertonen festlegen konnte. Ich nehme für den Rückzug der Weichseleiszeit vom Brandenburger Stadium den kleineren Wert von 30 000 Jahren.

Nach den Untersuchungen von *Behrmann* (1949) haben beim Rückzug vom Brandenburger Stadium bis zum Frankfurter Stadium 5 Stillstandslagen bestanden. Das Frankfurter Stadium muß eine relativ lange Zeit angedauert haben, da viel Abschmelzmassen abgelagert wurden, die auf eine lange Zeit der Zufuhr schließen lassen. Vom Frankfurter Stadium bis zum Pommerschen Stadium sind zwei Stillstandslagen eingeschaltet. Das Pommersche Stadium hat die am schönsten ausgebildeten Endmoränen, die auf eine längere Dauer des Stillstandes schließen lassen. Ein wesentliches Wiedervorrücken des Eises ist nicht bekannt.

Danach beginnt der Rückzug bis zum Gotiglazial, d. h. bis zur Endmoräne im nordöstlichen Schonen. Das Eis stößt aber noch zweimal vor und läßt auf den dänischen Inseln im Belt- und Langelandvorstoß Moränen zurück, erreicht aber bei einem dritten Vorstoß Bornholm nicht mehr (*Antevis* 1928, 165 und *Woldstedt* 1929, 210). *Antevis* schätzt, gestützt auf Bändertonvorkommen in Dänemark, die teils der Stillstandsphase, teils den Vorstößen angehören, den Rückzug vom Pommerschen Stadium bis zur Endmoräne im NO-Schonen auf 10 000—15 000 Jahre (1928, 160). Auf den dänischen Inseln ist eine fortlaufende Zählung der Bändertone nicht möglich, da nicht genügend Bändertone vorhanden sind. Mit dem Erreichen der Endmoräne im nordöstlichen Schonen beginnen die fortlaufenden Bändertone, deren Zählung *de Geer* mit seinen Schülern durchgeführt hat. Diese Endmoräne liegt etwa 13 500 Jahre vor der Jetztzeit. Die Rückzüge in Finnland sind von *Sauramo* sehr genau festgestellt.

Wenn wir die abgeschätzten und abgezählten Rückzugsstrecken mit einer Gesamtdauer von rund 30 000 Jahren vor dem Jahr 1900 in Einklang zu bringen suchen, so ergibt sich etwa folgende Zeitskala, auf Christi Geburt als Null gerechnet und vorher mit Minus bezeichnet: (Abb. 4)

Stillstand Brandenburger Stadium	—	29 000
Rückzug Brandenburger Stadium	—	28 000
Stillstand Frankfurter Stadium	—	24 000
Stillstand Pommersches Stadium	—	20 000
Beltvorstoß	—	17 000
Langelandvorstoß	—	14 500
Stillstand NO Schonen	—	11 500
Allerödschwankung	um	10 000
Rückzug Salpausselkä II =		
Ende jüngere Tundrenzeit	—	8 150
Bipartition des Skandinavischen Eises	—	6 850
Wärmezeit Maximum	um	5 000

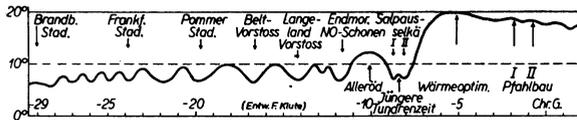


Abb. 4: Kurve der wirklichen Julitemperatur für Erfurt vom Jahre 29 000 v. Chr. bis heute.

Um einen anschaulichen Begriff des Temperaturganges zu geben, sind die wirklichen Julitemperaturen von Erfurt für die einzelnen Stadien gegeben. Bei Beginn des Rückzuges vom Brandenburger Stadium war die Temperaturzunahme wohl noch nicht sehr groß, denn das Klima war noch kalt. Die Eismasse war noch groß, und bis nach dem Pommerschen Stadium ist in Mitteleuropa kein Wald nachgewiesen. Auch Cailleux (1942, 127) nimmt gemäßigttes Klima erst an, als das Eis in Schonen und N-Litauen stand. Nur muß bei jeder folgenden Stillstandslage die Temperatur etwas höher gewesen sein als beim Brandenburger Stadium. Mit ziemlicher Sicherheit können wir zur Allerödzeit, als Birke und Kiefer schon Wälder in Dänemark bildeten, eine etwas höhere Temperatur annehmen als sonst an der polaren Waldgrenze, da der Wald noch im Vorschreiten war. Die Waldgrenze für die Allerödzeit gibt Firbas (1948) für Mitteleuropa mit 400 m unter der heutigen Waldgrenze an. Das sind 2—3° Julimittel weniger als heute, also für Erfurt etwa rund 14° Julimittel. Das Absinken der Waldgrenze in der jüngeren Tundrenzeit auf 1000 m unter die heutige Waldgrenze ergibt eine Temperatursenkung von 5° und somit eine Julitemperatur für Erfurt in der jüngeren Tundrenzeit von 9°, vielleicht nur 8°. Dann erfolgt ein Anstieg der Temperatur, der in 1300 Jahren das Eis vom Salpausselkä II bis zur Bipartition des Eises in Jämtland abschmelzen ließ.

Der Temperaturanstieg muß zeitlich schnell und so groß gewesen sein, daß er die Waldgrenze etwa im Jahr 6800 schon über die heutige Lage der Waldgrenze hinaufrücken ließ (Firbas 1948). Damit haben wir von der jüngeren Tundrenzeit einen Anstieg von 8—10° in der Julitemperatur auf rund 1200 Jahre. Die Stillstandslagen des Salpausselkä sind etwa der jüngeren Tundrenzeit gleichzusetzen (Klute 1949, Firbas 1949, 293). Wenn diese beiden Zeitpunkte nach der zeitlichen Festlegung der Salpausselkästadien (Sauramo 1928) und den Zeitangaben für die Allerödschwankung nicht genau übereinstimmen, so liegt das an den verschiedenen Verzögerungen, die beim Einwandern und Verschwinden des Waldes auftreten und andererseits daran, daß das schon stark im Rückzug befindliche fennoskandische Inlandeis den Temperaturrückgang der jüngeren Tundrenzeit nicht zu einem Vorstoß benutzen konnten, da es sich mit den größeren Schneemassen erst wieder auffüllen mußte; entschiedene Stillstandslagen hat der Temperaturrückgang der jüngeren Tundrenzeit in den Salpausselkästadien immerhin hervorgerufen.

Wenn die Schlußvereisung der Alpen mit der jüngeren Tundrenzeit übereinstimmt, was auch Firbas annimmt, so müssen die großen Talgletscher dort im wesentlichen schon in der Allerödzeit abgeschmolzen sein, da die Schlußvereisung die Haupttäler eisfrei vorfand.

Man gibt meist das lineare Maß des Zurückweichens des Eises an, zuerst 30—50 m, zuletzt 300 m, um daraus Schlüsse auf die Temperaturzunahme zu ziehen. Das ist aber unrichtig. Ich habe durch meinen Schüler Gerhard Braun das jeweils in hundert Jahren abgeschmolzene Eisvolumen vom Salpausselkä II bis zur Bipartition berechnen lassen und dazu den jeweils in 100 Jahren fallenden Schneeniederschlag und die zum Schmelzen nötige Kalorienmenge. An den Kurven (Abb. 5) sieht man, daß die Abschmelzung zuerst am schnellsten vor sich ging, und zuletzt, als der schon dünn gewordene Eiskuchen jährlich linear weit zurückwich, die geschmolzene Eismasse klein war.

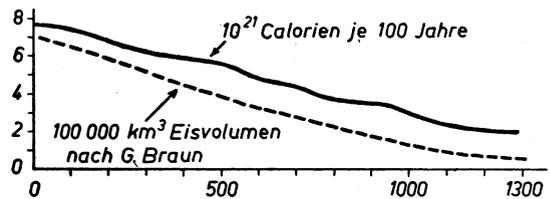


Abb. 5: Kurve der Abschmelzung des Volumens des nordischen Inlandeises vom Salpausselkä II Stadium (8150 v. Chr. = Jahr 0) bis zur Bipartition (6839 v. Chr.)

Gestrichelte Linie = Eisvolumen, ausgezogene Linie = die zum Schmelzen nötige Kalorienmenge je 100 Jahre.

Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die höhere Temperatur sehr plötzlich auftrat nach der Jüngeren Tundrenzeit und dann bis zum Ende des Abschmelzens, wie aus der in hundert Jahren abgeschmolzenen Eismenge zu schließen ist, wohl höchstens auf der anfänglichen Höhe blieb; dies kann man deshalb annehmen, weil sich der Eisrand von Salpausselkä II bis nach Nordfinnland um 9° Breite zurückzog, also in Gebiete, die in der Julitemperatur um 5° niedriger liegen.

Diese Berechnung zeigt aber auch ein wesentliches Ergebnis gegen die Strahlungskurve von *Milankovitch*. Daß die jüngere Tundrenzeit fehlt, worauf *Firbas* hinweist (1948), ist schon ein Einwand gegen die Strahlungskurve; es fehlen in ihr ja auch alle Stillstandslagen des Rückzuges. Entscheidend ist, daß wenn bald nach dem Rückzug vom Salpausselkä II eine Temperatur herrscht, die nach unserer Schätzung etwa 2,5° im Juli höher war als heute, der fennoskandische Eiskuchen, der noch über 1 Mill. qkm Fläche eingenommen hat, in 1500 Jahren abgeschmolzen war.

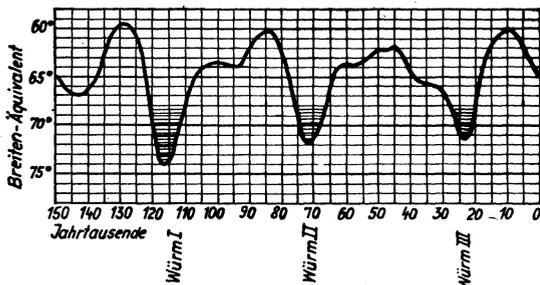


Abb. 6: Strahlungskurve nach *Milankovitch* in Breitenäquivalenten für 65° N.

Wie die Kurve aus *Milankovitch* zeigt (Abb. 6), lagen 65° N Br. um das Jahr 23 000 v. Chr. klimatisch in der Breite von 70°, und das war Wülm 3. Im Jahre 16 000 v. Chr. lagen 65° N Br. klimatisch wieder normal wie heute, und im Jahre 6850 war das nordische Eis zweigeteilt und aus allen tieferen Regionen verschwunden. Das sind nach *Milankovitch* für Wülm 3 rund 9000 Jahre, die nötig waren, um das fennoskandische Inlandeis von Wülm 3 aufzuzehren, wobei wir unberücksichtigt lassen, welches Stadium in Norddeutschland diesem Weg entspricht. Es müßte mindestens das pommersche Stadium gewesen sein, wenn wir uns der *Milankovitch*schen Kurve anschließen. Nun liegen im Interstadial Wülm 2 zu Wülm 3 65° N vom Jahre — 65 000 bis — 40 000, also rund 23 000 Jahre über der heutigen Temperatur von 65° N. Zudem war nach *Milankovitch* die Südhalbkugel um das Jahr 50 000 v. Chr. für mehrere Jahrtausende ebenfalls wärmer als heute, so daß keine Kältewirkung von der Südhalbkugel die Nordhalbkugel

beeinflussen konnte. Die Eismasse von Wülm 2 mußte analog der Eismasse von Wülm 3 in den 23 000 Jahren restlos abschmelzen. Rechnen wir für diesen Vorgang 10 000 Jahre, bei denen die Julitemperatur höher war als heute, und zwar im Mittel um 1°, so bleiben noch 13 000 Jahre mit dieser höheren Temperatur, in denen in Mitteleuropa die gleiche Waldvegetation sich ausbreiten konnte wie heute. Das ist etwa so viel, wie wir heute von der Allerödswankung entfernt sind, wo der Wald mit Birken und Kiefern das erstmal seit dem letzten Wülm-Stadium in Mitteleuropa eintraf. Diese warme Interstadialzeit mußte sich auch nach der Kurve von *Milankovitch* zwischen Wülm 1 und Wülm 2 einstellen, wenn vielleicht auch nicht mit derselben langen Zeitdauer, denn auch damals war die Südhalbkugel im Interstadial zu Beginn wärmer als heute.

Solch warme Interstadialzeiten müßten sich in der Vegetation und Moorbildung, in der Verwitterung und Bodenbildung, in der Wasserführung und geringen Schotterführung der Flüsse geltend machen, wie die entsprechenden Vorstöße (W_1 , W_2 , W_3) durch neue periglaziale Erscheinungen, Lößbildungen, Schotterbelastungen der Flüsse und Terrassenbildungen. Dieses ist aber bis jetzt nicht nachgewiesen und wäre doch sicher bei der sehr großen Zahl von Forschungsarbeiten wenigstens an einigen Stellen in ungestörter Lagerung zu finden gewesen.

Alles weist aber darauf hin, daß der Rückzug des Eises trotz stärkerer Schwankungen seit dem Brandenburger Stadium durch ein erst allmähliches, dann ziemlich starkes Wärmerwerden in der Allerödzeit und besonders in der postglazialen Wärmezeit verursacht war und daß er trotz der vielen Stillstandslagen kein Interstadial besaß, das zeitlich den über 40 000 Jahren zwischen Wülm 2 und Wülm 3 in der Strahlungskurve gleichkäme.

Was nun die Ursachen für die Temperaturzunahme und -schwankungen betrifft, so scheinen terrestrische Ursachen, wie Verlagerungen der Luftdruckmaxime, Eisseen in der Ostsee und regionale Gründe anderer Art keine große Rolle gespielt zu haben, denn die Schwankungen liegen doch im solaren Klima, wie z. B. das postglaziale Wärmeoptimum und die Klimaschwankung des 14. Jh., die beide in Europa und Nordamerika nachgewiesen sind (*Antevs* 1928, 166), begründet.

Vom postglazialen Wärmeoptimum, das nach dem Abschmelzen des Eises vom Salpausselkä II so schnell eingetreten sein muß, scheint sich die Temperatur mit Schwankungen bis heute wieder gesenkt zu haben.

Seit der Bipartition 6850 v. Chr. ist ein sehr wesentlicher Einfluß des fennoskandischen Eises

auf das Klima nicht mehr zu erwarten. Das Inlandeis ist auf $\frac{1}{4}$ der Fläche des Salpausselkä-Stadiums zusammengeschrumpft und liegt vorwiegend auf den östlichen Höhen Skandinaviens. Dadurch kann sich auf die nördlichen Ostseeländer allerdings eine austrocknende Wirkung auf die Winde, die Skandinavien überqueren, geltend machen, und zwar in stärkerem Maße, wie sie später ohne die Eismasse vorhanden war. Es können auf diese Weise lokal-klimatische Unterschiede der Ostseeländer zu den mitteleuropäischen Landschaften entstanden sein. Aber auch hier kann die langsamere Erwärmung des Meerwassers eine Verminderung der Niederschläge gebracht haben (Boreal). Jedoch schwand die Resteismasse bei der hohen Temperatur schnell, und die Zyklo-nen hatten auch von Süden freien Zutritt zur Ostsee. Die Zyklonen brachten jetzt wärmere Luft, ihre häufigsten Zugstraßen lagen nördlicher als zum Maximum der Vereisung, die kalten Küstenwasser mit Eisbergen fehlten. Der Meeresspiegel stieg dauernd an, etwas verzögert durch das langsame Abschmelzen der an sich größeren Eismassen in Nordamerika, Grönland und der Antarktis, aber diese Vorgänge liefen doch verhältnismäßig schnell ab, und der Golfstrom trat an die atlantische Küste Europas heran wie heute, was zur Eiszeit nicht der Fall war, und wirkte weiter nach Norden. Er kam vor allem auch in die wieder zu Meer gewordene Nordsee, zumal der Durchbruch des Kanals, den *Baak* (1936) in den Anfang des Atlantikums stellt (also etwa 5500), jetzt auch den Zustrom des Golfstromwassers vom Süden in die Nordsee gestattete. Etwa um die gleiche Zeit öffnete sich die Ostsee, d. h. der kalte Ancylus-See gegen den Ozean, und es dringt warmes Salzwasser ein (*Sauramo* 1929). Diese Zeit entspricht dem Beginn des Atlantikums.

Zur Zeit der größeren Wärme im Postglazial, deren Ursache dahingestellt bleiben muß, scheint das Azorenhoch weiter und länger nach Norden verlagert gewesen zu sein, wodurch trockene Sommer verursacht wurden. Diese das Klima im Norden besonders lokal beeinflussenden Ereignisse, zuerst noch kalte Eisseen und dann vollständiger Rückgang des Eises und Eintritt warmen Salzwassers aus der Nordsee, werden aber von der großen Wärme übertönt, die ganz allgemein als solare Ursache alle Ereignisse ganz oder teilweise bedingte. Der Zeitpunkt des Maximums der Wärmezeit und seiner Dauer ist pollenanalytisch nicht genau zu bestimmen. Das Einwandern der Laubbäume hinkt um geraume Zeit nach; *Firbas* hält 1000 bis 1500 Jahre für wahrscheinlich. Die maximale Ausbreitung der Hasel nach Norden gibt auch nur den Zeitpunkt des Erreichens des

nördlichsten Punktes. Nach der zum Abschmelzen des Eises nötigen Wärme zu schließen, war der Anstieg der Temperatur beim Rückgang des Eises vom Salpausselkä an groß, wie weiter oben klargelegt wurde. Man kann deshalb den Beginn des solaren Wärmeoptimums an das Ende der jüngeren Tundrenzeit setzen und das Abklingen der Wärme etwa in das Jahr 1000 v. Chr., mit dem Rückgang der edlen Waldbäume aus Westfinnland (*Sauramo*, 1941). Der Höhepunkt der Wärme scheint vor 4300 v. Chr. gelegen zu haben, da *Sandegren* (nach *Firbas* 1949, 71) am Ragunda-See nur um diese Zeit Großreste der Hasel gefunden hat, die dort heute fehlt. Der Eichenmischwald scheint in dieser Zeit durch die Niederschläge bedingt zu sein, nicht durch die Temperatur, die auch der Buche vollauf genügen würde, die aber im Einwandern an sich stark nachhinkte.

Nun zeigen sich in der späten Wärmezeit trockenere Perioden, von denen die der älteren Pfahlbauten am Bodensee etwa zwischen 2200 bis 1800 v. Chr. mit dem Grenztorf zusammenfällt und die jüngere um das Jahr 1000 v. Chr. liegt. Sie zeigen einen tieferen Seespiegelstand, der begreiflich ist, da in dieser Wärmeperiode die Waldgrenze in den Alpen 300 — 400 m höher lag als heute und die Schneegrenze um den gleichen Betrag höher liegen mußte. Dadurch wurden die sommerlichen Schmelzwasser geringer, und wenn die längere Dauer des Azorenhochs auch über den Alpen gleichzeitig die Gewitterhäufigkeit herabsetzte, blieben auch die durch den Rhein dem Bodensee gebrachten Sommerhochwasser gering. Die Trockenheit kann aber nicht so katastrophal gewesen sein, denn in beiden Pfahlbauperioden haben die Pfahlbauern doch bei ihren Bauten und zu ihren Werkzeugen fast sämtliche Laubholzarten verwendet, die auch heute vorkommen, oder diese sind in den Pollen ausgewiesen. (*Bertsch* 1932.) Es mußte also dieses Klima den Laubholzarten genügen. Die Steppenheide war auch mehr ein Lichterwerden des Waldes, besonders auf edaphisch ungünstigen Böden, als ein vollständiges Verdrängen, wie gerade *Wilhelmy* wieder nachweist (1950). Seiner auch klimatisch so aufschlußreichen Arbeit entnehme ich auch das Zitat (S. 29) der Arbeit von *Schostakowitsch*, daß nach der Schichtdicke der jährlichen Bodenablagerungen des Sakisees auf der Steppenkrim seit mindestens 5000 Jahren keine nennenswerten Veränderungen in den Niederschlagsmengen eingetreten sind. Die Klimaschwankungen scheinen auch hier geringes Ausmaß besessen zu haben.

Die trockneren Perioden sind jeweils im Postglazial die wärmeren, und die Trockenheit scheint sich durch eine Verschiebung des Azorenhochs

nach Norden, also durch eine längere Dauer der Sommertrockenheit, erklären zu lassen. Die feuchteren und damit auch jeweils kühleren Perioden hätten dann eine Lage des Azorenhochs wie heute und damit feuchtere Sommer. Wodurch dies bedingt war und welche regionale Reichweite dieser Möglichkeit zukommt, ist nicht geklärt.

Die Betrachtungen sollen zeigen, daß sich die Klimaveränderungen nur als Wirkung einer solaren Klimaänderung auffassen lassen und alle terrestrischen Beeinflussungen, wie die Verschiebung des Golfstromes, die Entstehung von Eisseen in der Ostsee usw., die teilweise tektonische Bewegungen als ihre Ursache haben und einige Folgeerscheinungen klimatisch erklären, doch letzten Endes von außenbürtigen Kräften abhängig sind. Bevor wir zu den Ursachen dieser Kräfte vordringen können, muß erst die Zeitfolge der klimatischen Wechsel einigermaßen festliegen. Die Strahlungskurve scheint mir dafür nicht die einzige Ursache zu sein, es sei denn, es würden die Beweise für die großen und warmen Interstadiale, die die Strahlungskurve verlangt, wirklich gefunden, die meines Wissens bislang ausstehen. Ein Würm III im Sinne von *Milankovitch* scheint es nicht gegeben zu haben.

Literatur

- ANDRÉE, K., (1920) Geologie des Meeresbodens. Bd. II. Lp.
- ANTEVS, E., (1928) The last glaciation. New York.
- BAAK, J., (1936) Regional petrology of the Southern North Sea. Wageningen.
- BANDI, H. G., (1944) Nochmals die Frage, überwinterte das Renntier bei uns. 35. Jhb. Schweiz. Ges. f. Urgeschichte.
- BEHRMANN, W., (1949/50) Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. Die Erde.
- BERTSCH, K., 1932 in: H. Reinert, Das Pfahldorf Sipplingen am Bodensee. Verein für Geschichte des Bodensees.
- BRYAN, Kirk and CADY, R. C., (1934) The Pleistocene Climate of Bermuda. Amer. Journal Science. Bd. 27.
- BÜDEL, J., (1949) Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. Die Naturwissenschaften.
- CAILLEUX, A., (1942) Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mem. d. l. soc. Géol. d. France. Mémoire 46.
- DÜCKER, A., (1934) Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jb. pr. geol. Landesanst. 54.
- FIRBAS, F., (1948) Über die spätglaziale Verschiebung der Waldgrenze. Die Naturwissenschaften.
- FIRBAS, F., (1949) Waldgeschichte Mitteleuropas. Jena.
- GAGEL, C., (1923) Das Klima der Diluvialzeit. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 75.
- GAMS, H., (1930) Die Bedeutung der Paläobotanik u. Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- u. osteuropäischen Diluviums. Zt. f. Gletsch. 18.
- KLEIN, A., (1951) Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. Diss. Mainz (im Druck).
- KLUTE, F., (1928) Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Z. f. Gletscherk. Bd. 16, S. 76.
- KLUTE, F., (1930) Die Verschiebung der Klimagebiete der letzten Eiszeit. Pet. Mitt. Erg. H. 209.
- KLUTE, F. und WILL, W., (1934) Terrassenbildung und Erosion des mittleren Rheingebietes in ihrer Abhängigkeit von Tektonik und Klima des Diluviums. Pet. Mitt. S. 144.
- KLUTE, F., (1949) Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundschau.
- KLUTE, F., (1951) Wie kann das Klima der letzten Eiszeit in Mitteleuropa bestimmt werden? Scientia. Asso/Como.
- KÖPPEN, W., (1920) Das Verhältnis der Baumgrenze zur Lufttemperatur. Met. Zt.
- KREUTZ, W., (1942) Das Eindringen des Frostes in Böden unter gleichen und verschiedenen Witterungsbedingungen während des sehr kalten Winters 1939/40. Reichsamt f. Wetterdienst. Berlin.
- LIED, H., (1950) Der Abfluß des Elbe-Urstromtales während des Brandenburgerstadiums der Weichseleiszeit. Diss. Mainz (im Druck).
- LOEWE, F., (1935) Klima des Grönländischen Inlandseises. Köppen-Geiger, Hdb. d. Klimatologie, Bd. II, Tl. K.
- MANLEY, G., (1951) The Range of variation of the British Climate. Geogr. Journal.
- MILANKOVITCH, M., (1930) Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Köppen-Geiger, Hdb. d. Klimatologie. Berlin.
- NATHORST, (1914) Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen und einige besondere daraus auch für Mitteleuropa basierte Schlußfolgerungen. Geolog. Forening. S. 267.
- NORDENSKJÖLD, (1914) Studien über das Klima am Rande ehemaliger und jetziger Inlandeisgebiete. Geogr. Zeitschrift, S. 641.
- NUSSBAUM, Fr., (1938) Die eiszeitliche Schneegrenze in den Pyrenäen. Verh. III. internat. Quartär-Konferenz. Wien.
- PETERSEN, H., (1935) Klima der Küsten von Grönland. Köppen-Geiger, Hdb. d. Klimatologie, Bd. II, Tl. K.
- PENCK, G., (1938) Das Klima der Eiszeit. Verh. III. Internat. Quartärkonferenz. Wien.
- POSER, H., (1947 a) Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften, S. 10.
- POSER, H., (1947 b) Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Die Naturwissenschaften, S. 232 u. 262.
- POSER, H., (1948) Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würm-Eiszeit. Erdkunde 2, S. 53—68.
- SAURAMO, M., (1929) The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Geol. de Finlande Nr. 86.
- SAURAMO, M., (1941) Die Geschichte der Wälder Finnlands. Geol. Rundschau 32.
- SCHAEFER, J., (1950) Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forschg. zur deutsch. Landeskunde, Bd. 49.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B., (1927) Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. Z. Ges. Erdk. Berlin, S. 394—427.
- SOERGEL, W., (1942) Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., Bd. 31.
- WILHELMY, H., (1950) Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Osteuropas. Erdkunde, Bd. 4.