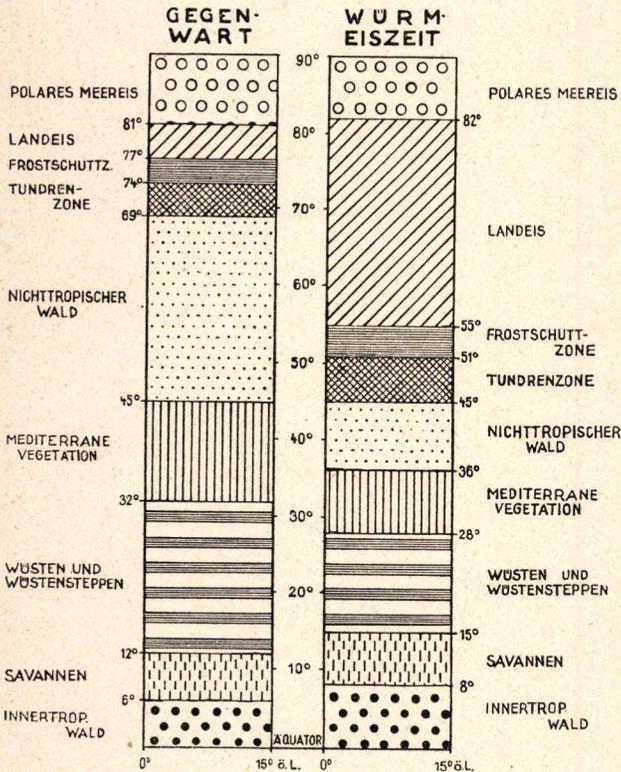


A. Wissenschaftliche Beiträge

Die Klimazonen des Eiszeitalters

Von Julius Büdel, Göttingen. Mit 2 Abbildungen

Wohl 80 von den 100 Jahren, auf die die moderne naturwissenschaftliche Eiszeitforschung heute zurückblickt, waren vornehmlich dem Studium der damals gewaltig vergrößerten Gletscher und den Folgeerscheinungen dieses Phänomens gewidmet. In Wirklichkeit stellt jedoch das Wachstum der Gletscher nur eine — wenn auch eine geomorphologisch besonders auffällige — Wirkung des Eiszeitklimas neben vielen anderen dar. In den inlandsnahen Gebieten wurden in den letzten zwei Jahrzehnten eine ganze Reihe von weiteren exogen-dynamischen Wirkungen des Eiszeitklimas genauer untersucht, die in ihren bodenkundlichen, morphologischen und stratigraphischen Wirkungen räumlich und quantitativ diejenigen der vergrößerten Gletscher um ein Vielfaches übertrafen (vgl. BÜDEL 1944). Darüber hinaus hat aber die während des Pleistozäns



achtmal (beim Beginn und beim Ende jeder Kaltzeit) eintretende Klimaänderung nicht etwa nur die Gletscherzone und ihre Umgebung (das sog. „periglaziale“ Gebiet), sondern die ganze Erde erfaßt. In abgekürzter Form kann man diesen Vorgang so darstellen, daß in den Kaltzeiten sämtliche Klimagürtel der Erde eine von den Polen zum Äquator hin abklingende Verschiebung erfuhren, wie dies für das zwischen 0° und 15° Ost gelegene nordhemisphärische Meridianfeld in Abbildung 1 dargestellt ist.

Abb. 1: Verschiebung der irdischen Klimazonen zur Würmeiszeit.

Dargestellt ist die mittlere Breitenlage dieser Zonen in dem zwischen 0° und 15° östl. Länge gelegenen Meridianfeld. Außer dem Polarmeer sind die Meeresflächen den benachbarten festländischen Klimagürteln zugeordnet.

Mit dieser Verschiebung der atmosphärischen Zirkulationsbereiche hat sich aber nicht nur eine Breitenänderung qualitativ den heutigen vollkommen gleichartiger Klimazonen vollzogen. Die Gürtel verwandter Zirkulation gerieten in anderen Breiten ja auf jeden Fall auch in ein anderes Strahlungsklima als heute, sie zeigten z. T. auch eine andere Breitenausdehnung und die von ihnen im Besitz genommenen neuen Festlandsteile besaßen eine andere Lage zu den (anders gestalteten) Meeresflächen als heute. Von vornherein muß es daher unmöglich erscheinen, das Eiszeitklima in seinem Verhältnis zum Gegenwarts-klima durch die Änderung eines einzigen Klimaelements oder gar nur einer einzigen Zahl (etwa einer Verminderung der mittleren Jahrestemperatur von 7 oder 8 Grad C) erschöpfend darstellen zu wollen. Statt dessen kommen wir zu dem Bild vielfältiger von den heutigen abweichender Eiszeitklima-zonen, von denen jede nur durch einen ganzen Komplex von Klimawerten gekennzeichnet werden kann. Um diese Komplexe zu erfassen, müssen in gegenseitiger Ergänzung alle nur irgend möglichen eiszeitlichen Klimaspuren gemeinsam herangezogen werden. Die folgende Einzeldarstellung bezieht sich dabei zunächst auf das eiszeitliche Europa und seine Nachbarräume, da hier die besten Unterlagen für eine solche Untersuchung vorliegen (vgl. BÜDEL 1949).

Für den so umschriebenen Bereich hat meine Schülerin M. BRUSCH (1949) auf Grund alles zugänglichen Materials sowohl für die Gegenwart wie für die Würmeiszeit Karten der Linien gleicher Schneegrenzhöhe (Isochionen) entworfen. Sie stellte dabei fest, daß die heutigen Isochionen mit ihrem allgemein von WSW nach ONO durch Europa ziehenden Verlauf eine sehr weitgehende Übereinstimmung mit den (reduzierten) Juli-Isothermen der Gegenwart zeigen. So läuft beispielsweise der 2000-m-Isochione die $17-18^{\circ}$ Juli-Isotherme, der 1500-m-Isochione die 14° Juli-Isotherme und der 1000-m-Isochione der Gegenwart, die von Island über die Lofoten und den Küstensaum von Finnmarken längs des Nordrandes von Europa zum Nordural zieht, die $10-11^{\circ}$ Juli-Isotherme parallel (die, wie bekannt, weitgehend mit der polaren Baumgrenze übereinstimmt). Da diese Parallelität gleichmäßig vom ozeanischen Westen bis zum kontinentalen Osten des Erdteils reicht, zog ich daraus den Schluß, daß während der Eiszeiten (trotz einer damals etwas anderen Niederschlagsverteilung) im Grunde ebenfalls den damaligen Isochionen die eiszeitlichen Juli-Isothermen entsprochen haben müssen! Zieht man so wieder der damaligen 2000-m-Isochione die damalige 17° Juli-Isotherme, der damaligen 1500-m-Isochione die 14° Juli-Isotherme usw. nach, so gewinnt man auf diese Weise eine Karte der (auf heutiges Meeresniveau reduzierten) eiszeitlichen Juli-Isothermen für den ganzen betrachteten Raum. Als Anhaltspunkt für den Verlauf der damaligen polaren Waldgrenze ist für uns wieder die $+10,5^{\circ}$ Juli-Isotherme von besonderem Interesse: Sie betritt die Westküste Europas hart südlich der Girondemündung in den „Landes“ und führt dann am Nordrand des französischen Zentralplateaus und des Jura entlang über die Vogesen zum Nordschwarzwald und weiter bis nordwestwärts des Harzes, worauf sie dann quer durch das ostdeutsch-osteuropäische Tiefland in ostnordöstlicher Richtung zum Mittelural führt.

Aus dieser Linie kann man nun mit Hilfe der Orographie und des mittleren Reduktionsfaktors von 0,5 Grad für 100 m mit ziemlicher Genauigkeit die wirkliche eiszeitliche Juli-Isotherme von $+10,5^{\circ}$ rekonstruieren (in Fig. 2 in Frankreich als dick punktierte, weiter ostwärts, wo sie sich mit der wirklichen Baumgrenze so gut wie völlig deckt, als dick ausgezogene Linie eingezeichnet). Diese geht an der Atlantikküste natürlich gleichfalls von

der Girondemündung aus, umläuft aber dann auf französischem Boden den Südrand des Zentralplateaus und dringt auch im Rhonetal äußerstenfalls bis in die Gegend von Lyon nordwärts vor; zugleich umschließt diese Isotherme in isoliertem Verlauf die Pyrenäen und die übrigen Gebirge der Iberischen Halbinsel. In ähnlicher Weise greift diese Linie auch im Bereich des Apennin und der dinarisch-balkanischen Gebirge weit nach Süden aus, rückt aber sonst unmittelbar an den Süd- und Ostfuß der eiszeitlichen Alpen heran, stößt eben noch durch die Wiener Pforte bis nach Südmähren vor und umläuft dann das ganze Karpatensystem bis zum Oberlauf des Dnjestr. Hier biegt die Linie scharf ostwärts ab, umzieht im Bogen das Podolische Plateau und durchläuft von dessen Nordrand von der Gegend von Shitomir aus in ziemlich gestrecktem ost-nordöstlichem Verlauf parallel zur reduzierten Isotherme (d. h. von Reliefunterschieden kaum mehr beeinflußt) das ganze osteuropäische Tiefland bis zum mittleren Ural. Hier biegt sie nochmals südwärts aus und zieht dann — hier nur noch schätzungsweise bestimmbar — etwa zwischen 57° und 59° N durch Westsibirien weiter nach Osten.

Dieser wirklichen Juli-Isotherme der Würmeiszeit muß nun in Analogie mit den Verhältnissen der Gegenwart die damalige polare Baumgrenze weitgehend entsprechen. Für diese Parallelisierung ist dabei noch die von FIRBAS (1939) erkannte Tatsache wichtig, daß — wenigstens in den Gebirgen Mitteleuropas — die Depression der eiszeitlichen Baumgrenze noch etwas größer war als die der eiszeitlichen Schneegrenze. Unsere aus der Schneegrenzdepression abgeleitete $+10,5^{\circ}$ Juli-Isotherme der Würmeiszeit stellt also sicher die äußerste polnächste Grenze dar, die diese Linie damals eingenommen haben kann. Die wirkliche Baumgrenze kann allenfalls noch etwas südlich, keinesfalls aber nördlich von dieser Linie gelegen haben.

Dieses Ergebnis wird nun in höchst überraschender Weise überall da bestätigt, wo bereits auf anderem (paläobotanischem, paläomorphologischem, sedimentpetrographischem) Wege die polare Baumgrenze bzw. die Südgrenze der baumlosen Tundrenzone für die Würmeiszeit bestimmt werden konnte. An allen Punkten, für die solche Untersuchungen vorliegen, liegt die wirkliche polare Baumgrenze entweder hart südlich der von uns rein paläoklimatisch (aus der Schneegrenzdepression) gewonnenen Linie oder sie reicht so gut wie genau bis zu dieser Linie nordwärts! Das erste ist beim heutigen Stand der Untersuchungen vornehmlich am äußersten atlantischen Saum des Erdteils (westlich des Franz. Zentralplateaus), das letzte im ganzen übrigen Raum bis zur oberen Wolga und zum Mittelural hin der Fall. Auch für Westfrankreich nahm ich (Büdel 1949) in Übereinstimmung mit der auch von der französischen Forschung, insbesondere von CAILLEUX (1942, 1948) bis dahin vertretenen Auffassung zunächst an, daß hier der Wald noch nordwärts der Westpyrenäen bis etwa zur Garonne geherrscht habe. Inzwischen haben neuere Untersuchungen, deren Kenntnis ich freudlichen brieflichen Mitteilungen von Herrn Professor CAILLEUX verdanke, gezeigt, daß dies nicht der Fall war: das ganze Gebiet zwischen der Garonne und den Pyrenäen ist noch so stark von sicher würmeiszeitlichen Frostspalten, Solifluktionerscheinungen und anderen Zeugen eines sehr kalten Tundrenklimas durchsetzt, daß dort bestenfalls eine lockere Waldtundra vorhanden gewesen sein kann, während geschlossener, hochstämmiger Wald erst südlich der Westpyrenäen auf der Iberischen Halbinsel zur Herrschaft gelangte¹⁾. An der iberischen Atlantikküste dürfte unter diesen Umständen der geschlossene Wald auch nicht über Kap Finisterre nordwärts vorgedrungen sein²⁾. Dagegen reichte der Wald an der sommerwarmen iberischen Mittelmeer-

küste viel weiter nach Norden; er umfaßte hier darüber hinaus noch das heutige mediterrane Frankreich, das Languedoc und die Provence (s. Anm. 1) und drang hier, am Südfuß des Zentralplateaus und der provencalischen Alpen, schon dicht bis an die oben aus der Schneegrenzdepression abgeleitete wärmeiszeitliche $+10,5^{\circ}$ Juli-Isotherme heran. Ebenso zeigen die weiter ostwärts, am Nord- und Südfuß der Alpen, in Mähren und Ungarn, in der Walachei und insbesondere in Osteuropa zwischen Dnjepr und Ural durchgeführten Untersuchungen, daß sich die pollenanalytisch gewonnene polare Baumgrenze der Würmeiszeit dort überall fast genau mit der genannten Isothermenlinie deckt³⁾. So ergibt sich hier eine außerordentlich gute Übereinstimmung von auf ganz verschiedenen Wegen gewonnenen Ergebnissen.

An der Atlantikküste bleibt die so ermittelte polare Baumgrenze der Würmeiszeit rund 1000 km vom nächsten Punkt der nordischen Inlandeismassen entfernt, während sich im oberen Wolgagebiet Eisgrenze und Baumgrenze fast berühren; ein Zeichen, daß nicht eine sekundäre, vom Gletschereis ausgehende Abkühlungswirkung die Lage der damaligen polaren Baumgrenze bestimmt hat, sondern daß beide Erscheinungen, die Depressionen der Schneegrenze (d. h. die Ausdehnung des Inlandeises) ebenso wie die Südverschiebung der polaren Baumgrenze von einer übergeordneten primären Klimawirkung abhängig waren. Da wohl die Depression der Schneegrenze, niemals aber die Verschiebung der Baumgrenze durch eine Zunahme der Winterniederschläge erreicht werden konnte, liegt hier ein weiterer Beweis hierfür vor, daß es sich bei jener primär die Kaltzeiten verursachenden Klimawirkung in der Tat um einen Abkühlungsvorgang und zwar in erster Linie einen solchen der Sommertemperaturen handelte. Dieser erfolgte auf der ganzen Erde nicht in gleicher Größe, jedoch in gleicher Richtung. Die eiszeitlichen Niederschläge verhielten sich dem gegenüber in den einzelnen Klimazonen nicht einheitlich: sie dürften teils größer, teils geringer gewesen sein als heute.

Weitere Zeugnisse für das Eiszeitklima bietet das Verhältnis der damaligen polaren Baumgrenze zur Verbreitung des Lösses in Europa. Unter Heranziehung neuen morphologischen, stratigraphischen und — insbesondere russischen — paläobotanischen Materials wurde eine strenge Scheidung zwischen Lößherkunfts- und Lößablagerungsgebieten nach ihren klima-morphologischen Wesenszügen begründet. Als Lößherkunftsgebiete werden mit DÜCKER (1937) außer den damaligen Flußtälern und Moränengebieten auch alle pflanzenarmen, durch starke Kryoturbation (d. h. ständige Aufbereitung von Feinmaterial in

¹⁾ Wörtlich sagt CAILLEUX: „La limite des actions périglaciaires Würmiennes en France paraît passer les Pyrénées, le seuil du Languedoc, la haute Provence. D'attentives recherches sur le terrain ne m'ont montré aucune trace d'action périglaciaire dans les plaines et collines de Catalogne, du Languedoc, de Provence: en un mot, dans le Midi méditerranéen! Là devait commencer la forêt. En somme, votre schéma est bon, sauf que l'Ouest de la France a connu un climat beaucoup plus sévère que vous (et moi-même) ne nous y attendions.“ (Brief vom 6. 6. 49).

²⁾ Wenn in der sicher auch damals vergleichsweise sommerwarmen inneren Gascogne (heutige Mitteltemperatur des wärmsten Monats in Toulouse $21,2^{\circ}$) kein Wald fortkam, so kann dies erst recht nicht für die ausgesprochen sommerkühle asturisch-galizische Küste angenommen werden (würmeiszeitliche Schneegrenze kaum höher, als im Südteil des Zentralplateaus, heutige Mitteltemperatur des wärmsten Monats in La Coruña $18,0^{\circ}$).

³⁾ In Fig. 2 ist daher auch ostwärts des Französischen Zentralplateaus die aus der Schneegrenze ermittelte $+10,5^{\circ}$ -Isotherme und die im wesentlichen auf paläobotanischen Untersuchungen beruhende polare Baumgrenze der Würmeiszeit nur noch durch eine einzige dicke Linie dargestellt.

lößartigen Korngrößen) ausgezeichneten Frostschuttundren (BÜDEL, 1948) aufgefaßt, an denen damals in Europa kein Mangel herrschte. Lößablagerungsgebiete können demgegenüber nur dicht bewachsene, steppenartig-trockene Gras- und Krautfluren mit fehlendem oder nur sehr lockerem hochstämmigen Baumwuchs, gleichzeitig aber auch nur schwachen Frostbodenbewegungen gewesen sein. Das große europäische Lößgebiet, das an der Ostgrenze des Erdteils zwischen Kaukasus und Mittelural mit breiter Basis ansetzt und sich dann westwärts bis zu seiner Spitze in Nordfrankreich und der Bretagne keilförmig verschmälert, entsprach damit einem einheitlichen steppenartigen Vegetationsgürtel. Dieser Lößkeil wurde in seinem Mittelteil, auf der Strecke Wiener Pforte — oberer Dnjepr, durch die oben abgeleitete polare Baumgrenze gequert. Polwärts (in diesem Falle nordwestlich) dieser Linie fehlte hier der Baumwuchs auf Grund zu niedriger Sommerwärme; äquatorwärts (d. h. südöstlich dieser Linie) trat der Baumwuchs wegen zu geringer — insbesondere der sommerlicher — Niederschlagsmengen sehr weitgehend zurück. Der polwärts der Baumgrenze gelegene Teil des großen Lößkeils wurde als „Lößtundra“, der äquatorwärts von ihr gelegene als „Lößsteppe“ bezeichnet (s. Abb. 2). Ungeachtet der floristisch und faunistisch etwas reicheren Ausstattung der Lößsteppe müssen aber beide Zonen in ihrem gesamten Vegetationscharakter und insbesondere in ihren klima-morphologischen Zügen einander sehr ähnlich gewesen sein.

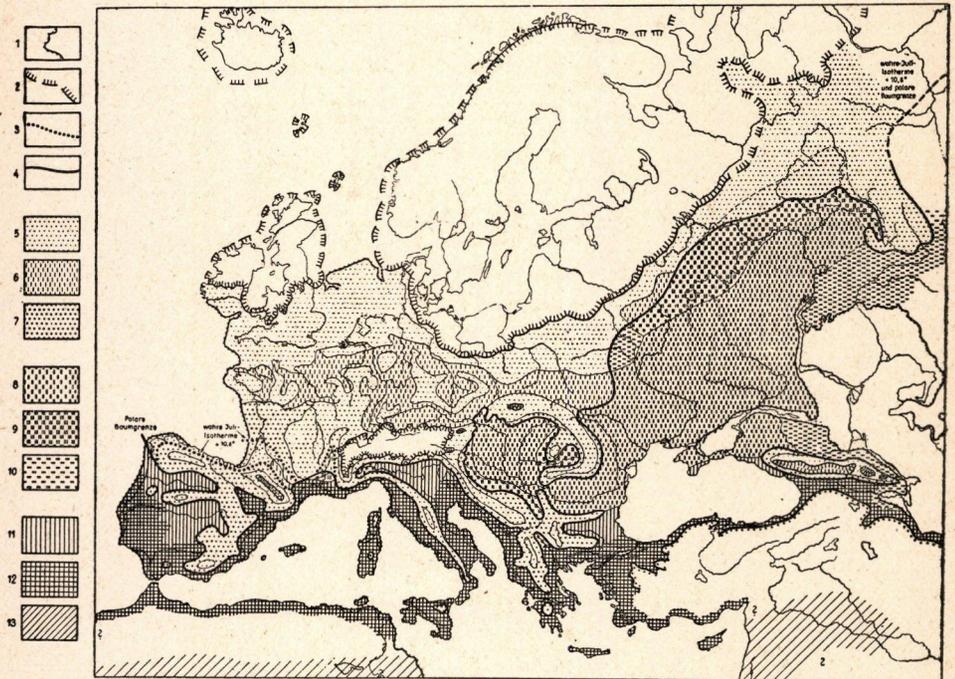


Abb. 2: Die Klimazonen Europas zur Würmeiszeit.

1. Eiszeitliche Küsten (Zählung zum Wasser hin).
2. Landeis (Zählung zum Eis hin).
3. Wahre Juli-Isotherme $+10,5^{\circ}$.
4. Polare Baumgrenze.
5. Frostschutt-Tundra.
6. Lößtundra.
7. Strauch- und Waldtundra.
8. Lößsteppe.
9. Löß-Wald-Steppe.
10. Randzonen der Lößsteppe mit unbestimmtem Charakter.
11. Nichttropischer Wald (Kiefer, Birke, Weide und dgl.) ohne wärmeliebende Arten.
12. Nichttropischer Wald mit anspruchsvolleren sommergrünen Laubböhlzern.
13. Mediterrane Vegetation.

Damit war der von Asien nach Europa herübergreifende Steppenkeil, dessen Westspitze heute in Podolien, in der Walachei und allenfalls noch in den edaphisch bedingten kleinen Steppeninseln des Alföld zu suchen ist, damals nach Norden und Westen gewaltig ausgedehnt: er reichte in der Bretagne bis zur Atlantikküste und lag dabei hier (d. h. westlich der Linie Wiener Pforte — oberer Dnjepr) polwärts der Baumgrenze. Westlich der Wiener Pforte fiel im damaligen Europa die Waldgrenze mit der Baumgrenze zusammen. Östlich davon aber klafften beide weit auseinander: die Baumgrenze sprang hier mit der großen innerkontinentalen Sommerwärme bis etwa zum 57. Grad weit nordwärts vor, der geschlossene Wald aber blieb demgegenüber wegen der Niederschlagsarmut dieses Raumes tief im Süden, etwa im Gebiet der heutigen Mittelmeervegetation zurück. Zwischen beiden Linien lag in den Donauländern und in ganz Süd- und Mittelrußland das große Gebiet der Lößsteppe. Der in ihr örtlich vorhandene spärliche Baumwuchs erfuhr an ihrem äußersten etwas feuchteren Nordsaum (in unmittelbarer Nähe der oben abgeleiteten Baumgrenze) nach den pollenanalytischen Untersuchungen GRITSCHUCKS (1941) eine leichte Verdichtung zur „Waldsteppe“, die dann jenseits der Baumgrenze in Waldtundra und erst dann in die reine arktische Frostschuttundra im unmittelbaren Vorfeld des Inlandeises übergang. Dieser schmale Waldsteppen- und Waldtundrensaum beiderseits der Baumgrenze, der vom oberen Dnjepr bei Tschernigow über Moskau und die obere Wolga (zwischen Kostroma und der Wetlugamündung) bis zum Mittelural im Gebiet von Perm reichte, war damals der einzige Rest des borealen Waldgürtels, der heute in einer Minimalbreite von 1100 km die südrussische Steppe von der nordrussischen Tundra trennt (Abb. 2).

Westlich der Linie Wiener Pforte — oberer Dnjepr wich die Baum- und Waldgrenze auf die Südseite des großen Lößgürtels zurück, der damit zur „Lößtundra“ wurde. Diese stieß mit ihrem vom Nordsaum der Podolischen Platte über den des Karpatenvorlandes und der mitteleuropäischen Bördzone bis zur Kanalküste bei Dünkirchen und dann auf den damals trockenen Kanalschelf bis zur Bretagne verlaufenden Nordrand hier unmittelbar an die Frostschuttundra, die damals Mittelpolen, das mittlere Norddeutschland sowie ganz Nordwestdeutschland, die Niederlande, die trockenen Nordseeteile und Südengland in großer geschlossener Ausdehnung bis zum Rand des Inlandeises bedeckte. Die Nordgrenze des Lösses gegen diese Zone ist bekanntlich meist sehr scharf gezogen. Wäre sie — entsprechend der bisherigen Annahme — eine rein dynamische Grenze der Auswehung aus den jungglazialen Sandern und Moränen, so wäre schon ihre scharfe Ausprägung schwer erklärbar. Vor allem wäre dann nicht einzusehen, warum die Lößbedeckung nicht sofort außerhalb der jungglazialen Urstromtäler auf den trockenen hohen Altmoränenplatten Schleswig-Holsteins, Nordniedersachsens und der nördlichen Niederlande einsetzt. Statt dessen beginnt sie erst 100—500 km weiter südlich! Ich sehe daher in ihr eine ehemalige klima-morphologische Grenze. Zweifellos fiel auch nördlich dieser Linie viel Lößstaub nieder, aber die dort herrschenden starken Abtragungsvorgänge verhinderten in der pflanzenarmen Frostschuttundra die Bildung geschlossener äolischer Sedimente. Wie stark diese Abtragungsvorgänge in Gestalt der Kryoturbation und Frost-Fließerdebildung, der Abspülung und Auswehung in der Tat hier waren, geht aus den diesbezüglichen Untersuchungen von GRIPP (1932), DÜCKER (1933), FLORSCHÜTZ (1938), H. LEHMANN (1948) und besonders aus den in diesem Band enthaltenen neuen Ergebnissen von K. RICHTER klar hervor. Die scharf ausgebildete Nordgrenze des Lösses bezeichnet dem gegenüber die Ausgleichlinie, an der mit südwärts

zunehmender Klimagunst die Entstehung eines geschlossenen Tundren-, Gras- und Krautteppichs möglich war, in dessen Bereich dann sofort (damals wie in der heutigen Arktis, vgl. BÜDEL 1948) eine starke Dämpfung der Kryotur- bations- sowie alle übrigen Abtragungsvorgänge erfolgte, so daß hier die Ablagerung von Lößdecken möglich wurde.

Daß diese Grenze in der Tat klimatisch bedingt war, geht auch daraus hervor, daß sie — wie jede andere klimabedingte Polargrenze — sich von dort aus mit sanftem Anstieg als klimatische Höhengrenze in den Gebirgen äquatorwärts verfolgen läßt. In den deutschen Mittelgebirgen ist diese obere Lößgrenze vielfach deutlich verfolgbar; wie es theoretisch zu fordern ist, steigt sie (ebenso wie alle übrigen Höhengrenzen) von NNW nach SSO an, von rund 300 m im Weserbergland bis etwa 600 m am Nordsaum der Alpen. Sie läuft dabei ungefähr parallel zu der in derselben Richtung ansteigenden, nur etwa 800 m höher gelegenen eiszeitlichen Schneegrenze und teilt so den Raum zwischen eiszeitlicher Wald- und Schneegrenze noch einmal in zwei verschiedene klima-morphologische Bereiche, genau wie es in der heutigen Arktis der Fall ist. In der rauheren, höheren „Frostschuttstufe“ der eiszeitlichen Mittelgebirge hat sehr kräftiges Bodenfließen und kräftige Hangabspülung die Lößbildung unterdrückt, hier finden wir heute allenthalben fossile Fließerdedecken und fossilen Abspülschutt (BÜDEL 1944), in der Tiefe der Beckenlandschaften dagegen mächtige Lößlager ganz ohne Zwischenschaltung größeren Materials. Hier, in der tieferen, dicht bewachsenen „Tundrenstufe“ des eiszeitlichen Mitteleuropas hat eine geschlossene Pflanzendecke stärkere Frostbodenbewegungen verhindert und so die Lößablagerung ermöglicht. Dazwischen gab es in mittlerer Höhe eine Kampfzone, wo Löß einerseits, Fließerde, Abspülschutt und grobes angewehtes Sandmaterial andererseits in Wechsellagerung treten (und zwar in eine sehr typische Form von Wechsellagerung, die uns weiter unten noch beschäftigen wird). Die obere Lößgrenze ist also zugleich die untere Grenze starker Bodenflußerscheinungen.

Weiter äquatorwärts ging die trockene Lößtundra am feuchten Westrand Europas in eine — lößfreie — Waldtundra über, wie sie etwa das mittlere Frankreich zwischen Loire und Garonne eingenommen haben dürfte, bis dann endlich im Bereich des heutigen französischen Mediterrangebietes auch hier die polare Waldgrenze erreicht wurde. Der geschlossene hochstämmige Laub- und Mischwald vom heutigen mitteleuropäischen Habitus war zur Eiszeit fast ganz auf die — offenbar auch damals relativ milden und reich beregneten — Mittelmeerländer beschränkt. Der Raum zwischen polarer Wald- und Eisgrenze war somit damals nicht nur viel breiter, als die heutige schmale Tundrenzone am Nordsaum des Erdteils, sondern auch qualitativ ganz anders geartet und dank der Berührung von Kälte- und Trockensteppe viel reicher gegliedert: durch die Kombination aller methodischen Wege kann man hier in der Frostschuttundra, Waldtundra, Lößtundra, Lößsteppe und Löß-Waldsteppe fünf große klima-morphologische bzw. pflanzengeographische Zonen unterscheiden und ihre gegenseitige Verbreitung in den Hauptzügen festlegen (vgl. Abb. 2).

Die dabei zutage tretenden Gesetzmäßigkeiten der Lößverbreitung weisen zumeist auf eine Entstehung durch Westwinde hin. Dies geht auch aus der örtlichen Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze an den Westseiten aller europäischen Gebirge sowie aus der Tatsache hervor, daß umgekehrt alle hoch- und spätglazialen Flugsand- und Dünenvorkommen Europas stets nur auf der Ostseite der sandliefernden Eiszeittäler anzutreffen sind. Während der Löß auch von schwächeren Winden aufgeweht wurde, konnte der Flugsand nur bei

kräftigen Stürmen in Bewegung geraten. Auch in den Kaltzeiten kamen demnach gerade die stärksten Winde von Westen, dann nämlich, wenn auf den naturgegebenen Zugstraßen (etwa am Südrand des Inlandeises, am Nordrand der Alpen und auf verschiedenen Wegen durch das Mittelmeer) auch damals starke Sturmtiefs über Europa hinwegzogen. Gerade die Verteilung der hoch- und spätglazialen Flugsandrelikte zeigt nun eindeutig, daß die Richtung der kräftigsten, morphologisch wirksamsten Winde in Mitteleuropa damals bis in Einzelheiten die gleiche gewesen sein muß wie heute, nämlich Westwinde im Oberrheingebiet, in Norddeutschland und Polen, Nordwinde im nordöstlichen Alföld (Nyírség) und endlich die an den Dünen und Dünentälern der Donau-Theiß-Platte und Pannoniens so deutlich ablesbaren, beinahe radial von der Wiener Pforte ausstrahlenden nordwestlichen, nordnordwestlichen und schließlich — mit Annäherung an den Alpenostrand — erneut fast rein nördlichen Windrichtungen, die in besonders klarer Weise den Einfluß des Alpengebirges auf die häufig an seinen Nordrand hinziehenden und dann nach Ungarn abbiegenden Sturmtiefs verraten (vgl. DEFANT, 1924, besonders Karte 7 und 11!). Es ist dabei anzunehmen, daß solche deutlichen Westwetterlagen zur Eiszeit seltener, Ostlagen mit Hochdruckwetter und (meist schwachen!) östlichen Winden jedoch — besonders im Winter — häufiger waren als heute. Wichtig aber ist, daß der Gesamtmechanismus des Wettergeschehens damals offenbar derselbe war, wie in der Gegenwart. Wehten Westwinde in Mitteleuropa auch etwas seltener, so waren sie dennoch allein die Schneebringer, sie bewegten die Masse des Flugsandes und formten noch im Spätglazial die Binnendünen zu ihrer heutigen Gestalt. Nur an der Verwehung des leichten Lößstaubes hatten auch die (trockeneren, s. KLUTE, 1949) Ost- und Nordwinde Anteil.

Dieses Ergebnis steht damit im Einklang, daß wir oben den Verlauf der eiszeitlichen polaren Baumgrenze (und ebenso der Lößgrenze) von sekundären Klimawirkungen des Inlandeises völlig unbeeinflusst fanden. Offenbar haben die vorherrschenden planetarischen Westwinde solche Lokaleinflüsse übertönt; sie dürften das damalige Inlandeis in ähnlicher Weise überweht haben, wie auch heute wandernde Minima oft genug über das grönländische Inlandeis hinwegreifen und dessen stets nur sehr dünne, nach den Rändern abströmende, aber im weiteren Umkreis niemals wetterwirksam werdende Kaltlufthaut hinwegspülen (LOEWE, 1935, GEORGI, 1939). Noch eindeutiger zeigen endlich die wiederum von DÜCKER (1933) u. A. gewonnene Ergebnisse über die eiszeitliche Frostbodenverbreitung, daß das Eiszeitklima vom Eis unabhängig war. Frostböden herrschten in den Altmoränengebieten der ganzen Frostschuttzzone während des Vorrückens und während des Hochstandes der letzten Vereisung. Aber mit der Überschreitung des Hochstandes treten die Frostbodenwirkungen stark zurück. Wohl finden sich Spuren kräftiger Frostwirkungen an verschiedenen Stellen unter den jungglazialen Ablagerungen, aber nur spärliche auf den Jungmoränen, obwohl der Eiskuchen seit dem ersten Rückzug vom Brandenburger Stadium nicht gleich ganz zerfiel, sondern im Frankfurter und Pommerischen Stadium noch lange Halte hatte, während deren er im ganzen noch die gleiche Größe und Gestalt besaß, wie vorher. Mit Recht schloß daher aus diesem Befund soeben TROLL (1948), daß der klimatische Umschwung von der Hocheiszeit zum Spätglazial schon beim oder sogar schon etwa vor dem Erreichen des Eishochstandes sehr plötzlich erfolgte. Das Eis fand das Frostbodenklima schon vor und hat es nicht erst geschaffen. Eine primäre Abkühlung der Atmosphäre war der übergeordnete Vorgang, von dem alle Erscheinungen des Eiszeitalters und die gesamte Verschiebung des Klimagürtels

einschließlich der Vergrößerung der Gletscher abhängig waren. Auf den am Schluß jeder Kaltzeit eintretenden Klimaumschwung zur folgenden Warmzeit reagierten Vegetation, Wasserhaushalt, Boden- und Formbildungsvorgänge sofort. In ziemlich kurzer Zeit stellten sich auch die kleineren Gletschergebiete mit einem entsprechenden Rückgang auf das wärmere Klima ein. Mit sehr viel größerer Verzögerung reagierten die großen Inlandeismassen: sie erreichten zuweilen sogar den Höhepunkt ihrer Ausdehnung erst dann, wenn der klimatische Höhepunkt der Kaltzeit schon überschritten war. Immerhin wuchsen hierbei die nordpolaren Inlandeismassen — von dem das grönländische Landeis ein noch erhaltener Überrest darstellt — im ganzen noch in den Kaltzeiten an und schwanden in den Warmzeiten. Dagegen scheint sich das antarktische Inlandeis, das auch in der Gegenwart fast ganz über der Schneegrenze liegt, noch extremer verhalten zu haben: ihm konnten nach MEINARDUS (1925, 1928) die Kaltzeiten (mit m. E. verringerter atmosphärischer Zirkulation!) keine zusätzliche Ernährung bringen, so daß es schließlich gerade in den Warmzeiten wuchs. Nimmt man an, daß diese Warmzeiten den nordhemisphärischen Interglazialzeiten entsprechen, so ergibt sich für das antarktische Inlandeis eine so starke Verzögerung, daß seine Schwankungen gegenüber dem Wechsel der pleistozänen Warm- und Kaltzeiten in der übrigen Welt schließlich gerade umgekehrt verliefen.

Wenn von allen Wirkungen der eiszeitlichen Temperaturerhöhung das Inlandeis am trägsten reagierte, so kann das auch mit seinen Schwankungen keinen absoluten Maßstab für die Untergliederung der Kaltzeiten in einzelne Abschnitte abgeben. Bisher wurde es mit seinen Vorrückungs- und Rückzugsphasen ausschließlich als solcher Maßstab gebraucht und erwies sich für eine stratigraphische Untergliederung der im Einflußbereich des Eises entstandenen Kaltzeitablagerungen auch sehr geeignet. Aber es ist die Frage, wie weit seine Phasen wirklich mit den rein klimatischen Phasen der Kaltzeiten übereinstimmen. Man wird hier noch nach anderen, absoluten Klimamaßstäben suchen müssen. Von der Pollenanalyse aus war bis jetzt eine Unterteilung der Kaltzeiten in einzelne Klimaphasen (entsprechend der bekannten sehr eingehenden Klimagliederung der Postglazialzeit und der letzten beiden Interglazialzeiten, vgl. die Aufsätze von WOLDSTEDT, FIRBAS, REIN und SELLE in diesem Band) noch nicht möglich. Immerhin bieten sich hier auch noch andere Wege. So kann man an der oben genannten Lößobergrenze, wo Fließerde, bezw. Schwemmsand und Löß in Wechsellagerung auftreten, ein sehr eigenartiges, immer gleichbleibendes Verhältnis zwischen diesen beiden fossilen Bodenelementen beobachten. Niemals ist in solchen Profilen von oben bis unten eine gleichmäßige Verzahnung zu finden. Vielmehr liegt an der Basis einer solchen, zeitlich zusammengehörenden Schichtfolge stets die Fließerde, dann kommt eine Zwischenzone, in der dünne horizontale Lößschichten noch mit Fließerdebändern oder einzelnen (windverwehten oder verschwemmten) Sandlagen wechseln, darüber folgt dann zunächst häufig noch horizontal geschichteter und dann erst, im obersten Teil des Profils, der eigentliche Normal-Löß mit senkrechter Struktur. Es gibt aber auch Profile, in denen die basale Fließerde mit scharfem Übergang, ohne die Einschaltung einer vermittelnden Wechsellagerungs-Zone, unmittelbar von einem zunächst horizontal geschichteten und dann nach oben von immer reinerem und senkrecht geklüftetem Löß überlagert wird.⁴⁾

⁴⁾ Solche Profile lernte ich durch freundliche Vermittlung von Herrn Dr. H. R. v. GAERTNER (1950) im Herbst 1948 im Solling kennen.

Finden sich, wie in den von SCHÖNHALS in diesem Bande beschriebenen Profilen, mehrere Löße verschiedenen Alters übereinander, so liegen auch hier etwa eingelagerte Fließerdedecken stets an der Basis jeder Lößlage, unmittelbar darüber folgt der Löß und erst auf diesem entstand dann der Verwitterungsboden der nächst folgenden Warmzeit. Über dieser Verwitterungsschicht folgt dann die basale Fließerde der nächsten Kaltzeit. Daß ein solcher Löß einmal unmittelbar (d. h. ohne zwischengeschalteten Verwitterungshorizont) von einer aus derselben Kaltzeit stammenden Fließerde überlagert worden wäre, wurde bisher nie beobachtet! Soweit vielmehr Schichten dieser Art wechsellagern, beginnt jede Kaltzeit regelmäßig mit einer Fließerde und endet mit einem Löß! Hier ist eine großzügige Gesetzmäßigkeit erkennbar. Sie läßt sich wohl nur so deuten, daß jede „Eiszeit“ klimatisch in zwei Abschnitte zerfällt: einen ersten, vielleicht sommerkühleren, ganz gewiß aber feuchteren mehr ozeanisch getönten, in dem das Bodenfließen auch die tieferen Regionen Mitteleuropas beherrschte und die Bedingungen für Lößbildung (Trockenheit und dichtes, steppenhaftes Vegetationskleid) ungünstig waren. Dann folgte die trockenere Lößzeit mit stärksten Windwirkungen und zugleich vielleicht leichtem Hinaufrücken der steppenartigen Vegetation der Lößtundra, d. h. also wohl im ganzen mehr kontinentalem Klimateinschlag. Die erste feuchtkühlere Periode des Frühglazials wäre dann die Zeit des Wachstums der großen Inlandeismassen, die zweite trockenere die ihres Hochstandes (Hochglazial), an das sich dann schließlich noch eine dritte, das wieder wärmere und feuchtere Spätglazial, d. h. im wesentlichen die Abschmelzzeit der Gletscher anschließt.

Eine ähnliche Mehrphasigkeit zeigt die Bildung der nichtglazigenen wümeiszeitlichen Täler. Ihre breiten, durch den Transport der stark vergrößerten eiszeitlichen Schuttmassen entstandenen Talsohlen, deren stets leicht gewölbter Querschnitt ihre Entstehung durch einen einheitlichen großzügigen Aufschüttungsvorgang beweist (BÜDEL, 1944), können nach den im niedersächsischen Bergland durchgeführten Untersuchungen meines Schülers H. MENSCHING überall in zwei Niederterrassenniveaus aufgegliedert werden: ein älteres und breiteres, das etwa acht bis zehn Meter über dem heutigen Flußniveau die morphologisch gut ausgeprägte „obere Niederterrasse“ bildet und auch von den höchsten Hochwassern nur noch stellenweise erreicht wird; und ein tieferes und schmäleres, das als „untere Niederterrasse“ nur 3—5 m über dem Flußspiegel zu liegen pflegt, das noch regelmäßig vom Hochwasser erreicht wird, und das daher über seinem basalen eiszeitlichen Schotterkörper gewöhnlich noch eine später aufgeschüttete holozäne Auelehmdecke trägt. Beide Niederterrassen müssen klimatisch verschiedenen Phasen der letzten Kaltzeit entstammen. Da auch die „obere Niederterrasse“ stets völlig lößfrei ist, muß sie jünger sein als die frühglaziale Fließerdezeit; sie entspricht daher wahrscheinlich der hochglazialen Lößzeit selbst, während die untere Niederterrasse vermutlich dem Spätglazial angehört. Dafür spricht auch, daß diese untere Niederterrasse nur auf die Haupttäler und die größeren Seitentäler beschränkt ist: sie fehlt in höheren Nebentälern und hatte so offenbar nicht die Zeit, bis in die letzten Verästelungen der Flußläufe talbodenbildend zurückzugreifen, bevor mit dem Beginn der Nacheiszeit die ganz anderen Talbildungsvorgänge der geologischen Gegenwart einsetzen. Daher „hängen“ in unseren Mittelgebirgen die Talsohlen der obersten Talverzweigungen oft über denen der größeren Tälchen; in manchen Fällen werden solche „fluviatilen Stufenmündungen“ 15 m hoch! Bis in die frühglaziale Fließerdezeit reicht von den heute noch erhaltenen wümeiszeitlichen Talformen

offenbar nur die erste Anlage der muldenförmigen obersten Talanfänge (Korrosionstälichen, Dellen) zurück, denn diese sind an den Flanken größerer Täler stets nur oberhalb der „oberen Niederterrasse“ vorhanden und die in ihnen gelegentlich nachweisbaren Fließerdeströme sind zuweilen noch lößbedeckt, d. h. also in der hochglazialen Lößzeit bereits nicht mehr bewegt worden.

Eine genauere Gliederung der Würmeiszeit in einzelne Klimaphasen ist inzwischen an anderer Stelle erfolgt (BÜDEL, 1950).

Im Vorstehenden sollte in erster Linie gezeigt werden, daß sich durch die kombinierte Auswertung aller irgend verwertbaren Klimazeugen eine sehr viel stärkere räumliche Differenzierung der eiszeitlichen Klimazonen durchführen läßt und daß dieselbe Methode auch eine von der verzögerten Entwicklung der Inlandeismassen unabhängige zeitliche Gliederung der Würmeiszeit ermöglicht.

Schriften

- BRUSCH, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika. — Gött. Geogr. Abh. (in Vorbereitung). 1949.
- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, 1944. — Die klima-morphologischen Züge der Polarländer. Erdkunde 2, 1—3. 1948. — Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. „Die Naturwissenschaften“, 1949, Heft 4 und 5.
- Die Klimaphasen der Würmeiszeit. „Die Naturwissenschaften“, 1950.
- CAILLEUX, A.: Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. Mem. Soc. Géol. Fr., nouv. sér. T. XXI, no. 46, Paris 1942. — Études de cryopédologie. Publ. Expéd. polaires franç., Paris 1948.
- DEFANT, A.: Die Windverhältnisse im Gebiete der ehemalg. österreichisch-ungarischen Monarchie. Jahrb. d. Zentralanst. f. Met. und Geodynamik, N.F. 57, Wien 1924.
- DÜCKER, A.: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 54, 1933. — Über Strukturboden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrostd- und Lößproblem. — Z. deutsch. Geol. Ges. 89, 1937.
- FIRBAS, F.: Vegetationsentwicklung des Klimawandels in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. „Die Naturwissenschaften“, 27, 1939.
- FLORSCHÜTZ, F.: Über spätpleistozäne Flugsandbildungen in den Niederlanden. — Comptes rendus du Congrès Int. de Géogr. Tom II, Amsterdam 1938.
- GAERTNER, H. R. v.: Fließerde und Löß im südlichen Solling. In Vorbereit. 1950.
- GEORGI, J.: Das Klima des grönländischen Inlandeises und seine Einwirkungen auf die Umgebung. — Abh. Nat. Ver. Bremen 31, 2. 1939.
- GRIPP, K.: Diluvialmorphologische Probleme? — Z. deutsch. Geol. Ges. 84, 1932.
- GRITSCHUK, P. W.: Zur Vegetationsgeschichte des europäischen Rußlands im Quartär. — In „Problems of Quaternary“ Vorträge bei der Moskauer Quartärtagung im Februar 1941, ersch. i. d. Arb. d. Geogr. Inst. d. Akad., 37, 1946. Dort auch weitere Vorträge von BLAGOWESCHTSCHEWSKY, MALAJEW u. a. (Nach freundlicher Mitteilung von Prof. Dr. H. GAMS, Innsbruck.)
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundschau, Braunschweig 1949.
- LOEWE, F.: Klima des grönländischen Inlandeises. — Handb. d. Klimatologie von KÖPPEN & GEIGER II, K, III. 1935.
- LEHMANN, H.: Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. — „Erdkunde“ 2, 1948.
- MENSCHING, H.: Talauen und Schotterfluren im niedersächsischen Bergland. — Gött. Geogr. Abh. Heft 4, 1950.
- TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. — Erdk. 2, 1948