

- H. Poser (1931): Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundschau 22.
- Ders. (1932): Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. om Gronland. 94. Nr. 5.
- Ders. (1933): Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundschau 24.
- Ders. (1934): Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. Cbl. f. Min. usw. Abt. b.
- Ders. (1936): Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. Ztschr. f. Gletscherkde. 24.
- K. Rathjens u. H. v. Wissmann (1929): Oberflächenformen und Eisböden in Lappland. Pet. Mitt. Gotha.
- Th. Sörensen (1935): Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. Medd. om Gronland. 93.
- Sowjet-Union, Großer Atlas der (1936): Pflanzengeographie. Moskau.
- H. Steche (1933): Beiträge zur Frage der Strukturböden. Ber. üb. d. Verhandl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. 85. Lpz.
- Th. Stocks (1941): Wie groß ist das Nordpolargebiet? Ann. d. Hydr. u. Marit. Meteorologie. 69. 1.
- A. Supan (1908): Grundzüge der Physischen Erkunde. Bln.-Lpz.
- St. M. Taber (1929): Frost Heaving. The Journ. of Geology. 37.
- F. Thorbecke (1927): Morphologie der Klimazonen. Düsseldorfer Geographische Vorträge und Erörterungen. III. Teil. Breslau.
- C. Troll (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forsch. Dtschlds.- u. Volkskde. 24. 4.
- Ders. (1941): Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. Ber. 23. Hauptvers. v. Freunden u. Förderern d. Univ. Bonn.
- Ders. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geol. Rundschau. 34. 8/8.
- Ders. (1948): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde, Bd. I.
- G. W. Tyrell (1924): The Geology of Prince Charles Foreland, Spitzbergen. — Transact. Royal Soc. Edinburgh. 53.
- M. Vahl (1911): Zones et biochores géographiques. Overs. Dansk Vidensk. Selsk. Forh.

BODEN- UND KLIMAVERHÄLTNISSE IN MITTEL- UND WESTEUROPA WÄHREND DER WÜRMEISZEIT

H. Poser

Mit 6 Abbildungen

Mit den folgenden Ausführungen lege ich die Ergebnisse von zwei Untersuchungen vor, die einen Versuch darstellen, mit Hilfe klimabedingter Bodenformen das würmeiszeitliche Klima der einst nicht vereisten Teile Mittel- und Westeuropas zu rekonstruieren. Beide Untersuchungen sind getrennt und in größerer Ausführlichkeit bereits an anderer Stelle veröffentlicht worden (1), erhalten hier aber erst eine eigentliche, aufs Wesentlichste beschränkte und dennoch ergänzte und teilweise verbesserte Zusammenfassung.

I. Der Dauerfrostboden und die Temperaturverhältnisse

Im Zusammenhang mit der Erörterung des eiszeitlichen klimabedingten Formenschatzes im nicht vereist gewesenem Mittel- und Westeuropa ist früh die Frage aufgetaucht, ob es in diesen Gebieten einst einen Dauerfrostboden gegeben habe. Die Antwort auf diese Frage, die von grundsätzlicher Bedeutung ist für die Beurteilung des eiszeitlichen Klimas und der morphologischen Vorgänge wie auch für die Beurteilung der einstigen Landschaft als Lebensraum für Pflanze, Tier und Mensch, ist noch bis in die jüngste Zeit verschieden beantwortet worden. Die Entscheidung dieser Frage ist aber

möglich und m. E. auch schon im bejahenden Sinne erbracht worden mit Hilfe von solchen klimabedingten Vorzeitformen des Bodens, die in heutigen Dauerfrostbodengebieten Analoga haben, deren Entstehung einhellig Dauerfrostboden voraussetzt. Derartige Vorzeitformen, die man als Kennformen für Dauerfrostboden bezeichnen kann, sind in erster Linie: 1. die Löss- oder Lehmkeile, 2. die Würge- und Taschenböden und 3. die klimabedingten asymmetrischen Vorzeitäler. Sie alle sind eindeutig als diluvial datiert worden, und die meisten von ihnen haben sich einer bestimmten Eiszeit zuordnen lassen.

Die Löss- oder Lehmkeile sind oberflächennahe Gebilde, die von Ort zu Ort verschiedene Tiefe und Breite haben. Ihre Füllmasse entspricht meist dem hangenden Material, ist aber stets anders als das Nebengestein, das seinerseits nahe den Keilspalten auffallende Schichtverquetschungen nach oben zeigt. Die Keile durchziehen mauerartig den Boden und schließen sich zu weitmaschigen Netzwerken zusammen (2).

Die jetztzeitliche Vergleichsform für diese Lehmkeilnetze stellen ohne Zweifel die aus den heutigen Dauerfrostbodengebieten bekannt ge-

wordenen Eiskeilnetze dar (3). Zwischen Vorzeit- und Jetztzeitform bestehen beste Übereinstimmungen, und nur die Vorstellung, daß den Lehmfüllungen der fossilen Keilspalten einst Eis vorausging, führt zur Klärung aller Einzelfragen, die mit ihnen verbunden sind, wie der Entstehung und Ausweitung der Spalten, der Verpressung des Nebengesteins usw. Die rezenten Formen entstehen, wie aus zahlreichen Untersuchungen bekannt ist, primär durch meist polygonales Aufreißen des Bodens bei sehr tiefen Temperaturen. Schmelzwasser, das hernach in die Spalten gelangt, kann infolge der Wasserundurchlässigkeit des Dauerfrostbodens nicht versickern und wird zu Eis umgewandelt. Einmal angelegte Spaltennetze mit Eiskeilen sind Schwächelinien im Boden, an welchen sich alljährlich der geschilderte Vorgang wiederholen kann, so daß die Eiskeile an Breite zunehmen und durch seitlichen Druck auf das Nachbargestein schichtverbiegend einwirken. Die fossilen Formen sind genau so entstanden, nur ist dann später bei Klimaverbesserung mit gänzlichem Fortschmelzen der Eiskeile Bodenmaterial des Hangenden in die Spalten eingedrungen. Zweierlei macht diese Vorzeitformen zu Kennformen für einstigen Dauerfrostboden: die strenge Gebundenheit der rezenten Analoga an Dauerfrostbodenklima und die Voraussetzung des Dauerfrostbodens als Wasserstauer bei der Eiskeilbildung.

Die Würge- und Taschenböden sind mannigfaltige Verknetungen und Verquetschungen ursprünglich horizontaler Schichten von mancherlei Lockermaterialien. Sie bilden Horizonte, deren Mächtigkeit von Lokalität zu Lokalität wenige Dezimeter bis über 3 m beträgt. Neben einfachen Fältelungen treten wirrste wickel- und gekröseartige Verwirbelungen auf, dazu kessel-, trichter-, wannen- und taschenförmige Einstülpungen der Schichten (4). Die jetztzeitlichen Vergleichsformen und ihre Bildung sind vor allem aus den Dauerfrostbodengebieten sibirischer Tundren bekannt (5). Sie werden hier durch den Gefronnisprozeß im sommerlichen Auftauboden gebildet, indem mit anbrechendem Winter Altgefrornis von unten und Neugefrornis von oben einander entgegenwachsen und den noch weichen Auftauboden zwischen sich unter Druck und Spannung setzen und zu Verquetschungen bringen. Der Dauerfrostboden spielt dabei wiederum die Rolle eines Wasserstauers, insofern er das im Auftauboden enthaltene Wasser am Versickern hindert und diesen dadurch besonders knetfähig erhält, andererseits die Rolle eines selbst aktiven Widerlagers für die beim Neugefrieren des Auftaubodens aufkommenden Druckkräfte. Wie sehr er mit diesen Funktionen Voraussetzung ist

bezw. für die Vorzeitformen war, lehrt auch die Tatsache, daß Würgeboden im heutigen Klima Mittel- und Osteuropas selbst in strengen Wintern mit Frosttiefen von 1,2 m bis 1,6 m nicht mehr zur Bildung kommt.

Die klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler finden sich nur in oberen Teilen europäischer Talsysteme (6). Ihre Asymmetrie beruht im großen Böschungsgesetz der Talhänge. Die Steilhänge — und dies hat man bisher etwas zu ausschließlich im Auge gehabt — sind mit Vorzug in westliche und südliche Richtungen exponiert; doch kommen, wie ich in einer weiteren Untersuchung darlegen konnte, in allerersten Talstrecken nicht selten auch Steilhangauslagen in nördliche und östliche Richtungen vor. Die Täler sind heute Trockentäler oder von kleinen Bächen durchflossen und in den meisten Fällen eindeutig als eiszeitlich datierbar. Rezente Analoga sind hauptsächlich in den Dauerfrostbodengebieten Sibiriens studiert worden. Was bei den Vorzeitformen nur aus der schrägen, fast hangparallelen Lage der Schotterunterkanten innerhalb von Flachhängen erschlossen werden konnte, lehrt hier die Beobachtung unmittelbar: daß nämlich die Asymmetriebildung in Tälern west- und südexponierter Steilhänge durch seitliche Flußverlegung in Richtung auf den Steilhang erfolgt. Anlaß dazu gibt die im Frühjahr und im Sommer unterschiedliche Widerstandsfähigkeit der Gegenhänge, hervorgerufen dadurch, daß die alles verhärtende Gefronnis auf den sonnseitigen Hängen früher und tiefer schwindet als auf den schattseitigen. Der Fluß reagiert darauf durch einseitige Erosion, Steilhangbildung und Selbstverlagerung in Richtung auf die sonnseitigen Hänge. Hat das Tal nun aber keine soweit ausreichende Wasserführung, daß diese über den Schuttransport hinaus auch noch eine Erosionsleistung zu vollbringen vermag, wie das in obersten Talstrecken möglich ist, dann kommt es nicht zur einseitigen Unterschneidung und Verstärkung der stärker erwärmten Talhänge, sondern im Gegenteil zu ihrer schnelleren Abflachung durch flächenhaft wirkende Kräfte wie Solifluktion und Abspülung, während die weniger erwärmten nord- und ostexponierten Hänge noch keine nennenswerte Abtragung erfahren und relativ an Steilheit gewinnen. Es gibt also zwei Arten von Asymmetriebildung, beiden liegt — von anderen Faktoren abgesehen — die Verschärfung des Härtegegensatzes gegenüberliegenden Talhänge durch Dauerfrostboden zugrunde. Daß dieser Dauerfrostboden wirklich Voraussetzung der Asymmetriebildung ist, wird auch durch die Beschränkung der vergleichbaren Jetztzeitformen auf Dauerfrostboden erhärtet.

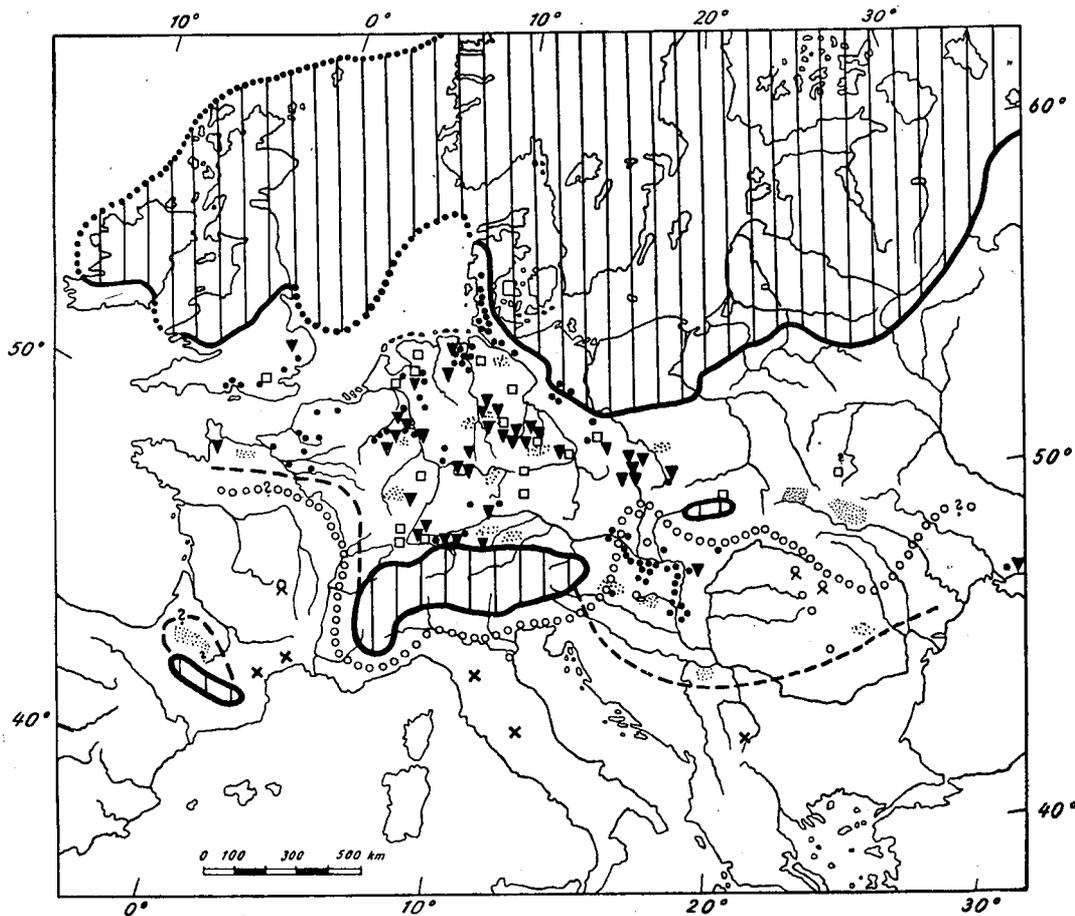


Abb. 1. Europa in der Würmeiszeit

-  Inlandeis und Eisgrenze (Lokalvergletscherungen ausgelassen)
 -  Lehmkeil-(Eiskeil-)Netze
 -  Würge- oder Taschenböden
 -  Gebiete klimabedingter asymmetrischer Täler
 -  Äquatorialgrenze des Dauerfrostbodens
 -  Pollenanalytisch untersuchte Fundstellen:
mit waldlosen Glazialfloraen
 -  mit Birken, Kiefern usw.
 -  dasselbe in Gebirgslage, mit Birken, Kiefern und geringen Mengen wärmebedürftiger Gewächse
 -  Polare Waldgrenze
- jede Signatur bezeichnet mehrere Formen
- (nach H. Poser, Naturwissenschaften 1947, H. 7 ergänzt.)

Sind nun diese drei verschiedenen Vorzeitformen Kennformen für Dauerfrostboden, dann muß ihre Verbreitung auch die Verbreitung des einseitigen Dauerfrostbodens widerspiegeln¹⁾. Abb. 1 veranschaulicht dies für die Würmeiszeit.

Nach dieser Abbildung ist zur Zeit des Hochstandes der Würmvereisung die eine Grenze des Dauerfrostbodens der Rand des Inlandeises

¹⁾ Folgenden Herren verdanke ich wertvolle Hinweise auf Vorkommen und örtliche Beschaffenheit obiger Kennformen: Prof. Dr. J. Büdel (für Österreich und Ungarn), Doz. Dr. H. R. v. Gaertner (für Nordfrankreich), Doz. Dr. Kienow (für Südrußland), Prof. Dr. H. Lehmann (für das Niederrheingebiet), Dr. P. Pruskowski (Niederrheingebiet und Westfalen), Prof. Dr. M. Schwarzbach (für Schlesien), Dr. U. Steusloff (für Westfalen), Prof. Dr. W. Wetzell (für Frankreich). Herr Prof. Dr. C. Troll machte mir in dankenswertester Weise einige besonders wichtige ausländische Schriften zugänglich.

gewesen. Das ist selbstverständlich. Doch wurde auch nach dem Vorkommen von Kennformen in der Jungmoränenlandschaft geforscht mit dem Ergebnis, daß in diesem Gebiet asymmetrische Täler und Lehmkeilnetze gar nicht, würmeiszeitliche Taschen- und Würgeböden nur ganz gelegentlich auftreten, und diese dann nur in tieferen Horizonten, die noch vom letzten Eis überfahren und von dessen Ablagerungen überdeckt wurden (7). Dieser Befund besagt, daß der Dauerfrostboden zwar schon im Vorgelände des heranrückenden Inlandeises zur Bildung kam, aber — nach dem Fehlen von Kennformen in den jüngsten Moränenablagerungen — wieder verschwunden oder zumindest bis auf tief liegende, morphologisch nicht mehr wirksame Reste aufgelöst sein mußte, als das Inlandeis im Rückzug begriffen war. Das aber bedeutet, daß die Entwicklung des Klimas, die zum Rückzug des Eises führte, im Augenblick des Rückzugbeginns schon soweit fortgeschritten sein mußte, daß auch für den Dauerfrostboden nicht nur die Neubildung sondern selbst auch die Erhaltung nicht mehr möglich war.

Eine andere Frage ist es, ob der Dauerfrostboden, der sich vor dem heranrückenden Inlandeis gebildet hatte, nicht erst durch die spätere Klimaverbesserung, sondern vielleicht schon unter dem Inlandeis zur Auflösung gebracht worden sei, was nur die Erdwärme hätte bewirken können. Diese Frage und Deutung ist nicht abwegig. Kann die Erdwärme an Gletscherunterflächen, wie bei *Drygalski* und *Machatschek* (8) nachlesbar, eine jährliche Abschmelzung von 0,5 bis 1 cm verursachen, so ist anzunehmen, daß sie leichter und schneller eine Bodengefrorenis aufzuzehren vermag, die durch eine dicke Inlandeisschicht dem Eisfluß der Atmosphären entzogen ist und in der die mineralischen Bestandteile des Bodens die Temperatur besser leiten als reines Eis. Ein Nachweis dafür, daß sich der Dauerfrostboden schon unter dem Inlandeis aufgelöst habe, würde die Deutung mancher subglazial entstandenen Formen wesentlich erleichtern.

Auf alle Fälle wirft die Feststellung, daß es in der Jungmoränenlandschaft keinen Dauerfrostboden mehr gegeben haben kann, neues Licht auf den morphologischen Gegensatz von Jung- und Altmoränenlandschaft und die von *Gripp* und anderen Forschern betonte morphologische Grenze zwischen diesen Landschaften (7).

Die andere Grenze des Dauerfrostbodens, die äquatoriale, ergibt sich aus den äußersten Vorkommen der Kennformen. Abhängig außer von den Schneehöhen insbesondere von den Wintertemperaturen (9), hat die Grenze ihre nörd-

lichste Lage im milden ozeanischen Klima des Westens. Diesem Einfluß steht vom Norden her eine Abkühlungswirkung seitens der Eismassen über Großbritannien und Nordsee entgegen, wodurch offenbar die breitenparallele Lage der Grenze über Nordfrankreich bedingt wird. Das dann folgende Abbiegen nach Süden in Richtung auf die Westalpen ist eine offensichtliche Reaktion der Grenze auf das Zusammenkommen der Abkühlungswirkungen von Inlandeis und Alpeneis, während die noch weitere Ausbuchtung nach Süden über dem Balkan den zusätzlichen Einfluß des strengen Winters eines Kontinentalklimas anzeigt. So steht der Verlauf der Grenze mit allen Teilstrecken in einer so großartigen Harmonie mit allen denkbaren großklimatischen Einflüssen, daß dies geradezu als Beweis für die Richtigkeit der gefundenen Grenzlage angesehen werden kann.

Um die Verbreitung des Dauerfrostbodens auch in Beziehung zu anderen Naturgegebenheiten zu bringen, wurde in die Karte noch die würmeiszeitliche Waldgrenze aufgenommen. Ihre Darstellung beruht auf zeitlich vergleichbaren Pollenanalysen, deren kritische Auswahl in dankenswerter Weise Herr Professor *Firbas* ermöglichte (10). Auch diese Grenze, die im Gegensatz zur Dauerfrostbodengrenze von den Sommertemperaturen bestimmt wird, reflektiert eindrucksvoll die großklimatischen Verhältnisse jener Zeit. Im ozeanischen Westeuropa hält sie sich südlich bzw. westlich vom Dauerfrostboden; über Mitteleuropa weicht sie nach Süden hinter die Alpen zurück, was für eine stark abkühlende Wirkung des Alpeneises auch im Sommer spricht. Östlich der Alpen dringt sie aber weit nach Norden vor, bezieht Mähren dem Waldland ein und verläuft dann am Süd- und Westfuß der Karpaten nach Osten. In diesem Bereich kommt es zu einer weiträumigen Überlappung von Waldland und Dauerfrostbodengebiet, die in besonderer Weise den Einflüssen eines kontinentalen Klimas mit warmen waldbegünstigenden Sommern und strenger Dauergefrorenis begünstigenden Wintern Ausdruck verleiht. Dieses Verhalten der beiden Grenzen, das Abstandbewahren im ozeanischen Westen, das Überschneiden im kontinentalen Osten ist charakteristisch und findet sein Analogon in heutigen Verhältnissen des nördlichen Eurasiens. Es sind also ganz bekannte Gesetzmäßigkeiten, die sich aus den für die Würmeiszeit gefundenen Grenzlinien für Dauerfrostboden und Wald ableiten lassen. Folgende Klimabereiche macht die Karte erkennbar: 1. das kontinentale Dauerfrostboden-Waldklima östlich der Alpen, 2. das maritime Waldklima ohne Dauerfrostboden westlich der Alpen über großen Teilen Frankreichs, 3. das maritime

Tundrenklima ohne Dauerfrostboden in einem nördlich davor gelegenen schmalen Streifen, 4. das Dauerfrostboden-Tundrenklima, als Gürtel von den britischen Inseln über Mitteleuropa nach Osten ziehend.

Zur weiteren Charakterisierung dieser Klimabereiche gibt die Karte eine Reihe von Anhaltspunkten.

Dauerfrostboden ist, wie die heutigen Verhältnisse im nördlichen Eurasien und in Nordamerika lehren, auf Gebiete mit einer mittleren Jahrestemperatur von tiefer als -2° beschränkt, und die heutige polare Waldgrenze folgt auf der Nordhalbkugel in Annäherung der 10° -Juli-Isotherme. Übertragen wir diese Erfahrungen auf die eiszeitlichen Verhältnisse, so sind in der Karte mit der Wald- und Dauerfrostbodengrenze gewissermaßen zwei Isothermen gegeben. Im östlichen Alpenvorland überschneiden sich beide Linien. Der Schnittpunkt hat ein Juli-Mittel von 10° , ein Jahresmittel von -2° . Da erfahrungsgemäß das Jahresmittel eines Ortes ungefähr seinem April-Mittel, in etwa auch seinem Oktober-Mittel entspricht, und da sich die Folge aller Monatsmittel eines Ortes einer Sinuskurve annähern, muß der Schnittpunkt etwa folgende Mitteltemperaturen gehabt haben:

I	II	III	IV	V	VI	VII
— 14°	— 12°	— 8°	— 2°	4°	8°	10°
	VIII	IX	X	XI	XII	
	8°	4°	— 2°	— 8°	— 12°	

Danach betrug an dieser Stelle das Sommermittel $8,7^{\circ}$, das Wintermittel $-12,7^{\circ}$.

Von diesem Schnittpunkt aus läßt sich Weiteres auch über das kontinentale Dauerfrostboden-Waldklima aussagen. Bestimmt man die mittlere Breitenlage der Wald- und Dauerfrostbodengrenze für Europa, so zeigt sich, daß im kontinentalen Klimabereich die Waldgrenze von ihrer Mittellage nur um $1^{\circ}30'$ nach Norden, die Dauerfrostbodengrenze aber von ihrer Mittellage um $2^{\circ}30'$ nach Süden ausschlägt. Die größere Abweichung der Dauerfrostbodengrenze deutet an, daß der Dauerfrostboden den größeren aktiven Anteil an der Überlappung von Dauerfrostboden und Wald hatte. Wollte man vom besprochenen Schnittpunkt aus die Temperaturen dieses Gebietes näher abschätzen, so dürfte man also die mittlere Julitemperatur nur um wenige Grade höher annehmen als im Schnittpunkt, müßte aber die mittlere Januartemperatur um mehrere Grade senken. Genauere Werte für beide anzugeben, wäre noch willkürlich. In diesem Bereich, etwa in der ungarischen Tiefebene, dürften auch die größten mittleren Temperaturschwankungen vom ganzen unvereisten Mitteleuropa gelegen

haben. Daß sie 30° und mehr betragen, ist wohl anzunehmen, nachdem sie sich im Schnittpunkte schon auf 24° beliefen.

Für das maritime Waldklima ohne Dauerfrostboden gewährt nur die Waldgrenze einen Anhalt. In ihrer Nähe herrschte ein Juli-Mittel von 10° . Nun zeigt das Juli-Mittel im heutigen Klima Frankreichs keine größeren Variationen von Ort zu Ort als solche um 2° . Nimmt man das auch für die eiszeitlichen Verhältnisse an, so hätte das Juli-Mittel damals Werte zwischen 10° und 12° bis 13° gehabt. Sodann sind im heutigen Klima Frankreichs die Juli-Mittel fünf- bis zehnmal größer als die Januar-Mittel. Gesetzt, auch dieses wäre damals der Fall gewesen, so müßte das eiszeitliche Januar-Mittel teils um 0° , im wesentlichen aber zwischen 0° und 2° bis 3° gelegen haben. Gesehen unter dem maritimen Einfluß, gesehen auch mit Bezug auf den Abstand der Dauerfrostbodengrenze im Norden und Osten dürfte auch diesen Werten einige Wahrscheinlichkeit innewohnen.

Im Vergleich zu den heutigen Werten erscheinen in diesem Gebiete das Juli-Mittel um rd. 7° und das Januar-Mittel um 0° bis 3° gesenkt, während das Jahresmittel um 3° bis 5° verändert war. Es war im maritimen Waldklima also der Sommer stärker von der eiszeitlichen Abkühlung betroffen als der Winter. Ganz umgekehrt liegen die Verhältnisse im kontinentalen Dauerfrostboden-Waldklima. Hier war der Winter von der Abkühlung stärker betroffen. Schon der Schnittpunkt von Dauerfrostboden- und Waldgrenze zeigt das Juli-Mittel um nur 8° bis 9° , das Januar-Mittel aber um 12° gegen die heutigen Werte gesenkt. Dieser Unterschied zwischen dem kontinentalen Osten und dem maritimen Westen ist wohl so zu verstehen, daß im Hinblick auf die allgemeine eiszeitliche Abkühlung im kontinentalen Klima der Sommer durch stärkere Erwärmung der Landflächen eine Abschwächung, der Winter durch nachhaltige Ausstrahlung des Bodens eine Verstärkung bedeutete, während im ozeanischen Westen besonders der Winter Milderung bewirkte.

Für das Dauerfrostboden-Tundrenklima ergibt die Karte nicht mehr, als daß das Juli-Mittel überall unter 10° und das Jahres-Mittel unter -2° gelegen haben muß. Lediglich die Nähe des Inlandeises und das weite Ausgreifen der Waldgrenze nach Süden gestatten noch die Annahme, daß diese maximalen Grenzwerte der Temperatur im allgemeinen wesentlich überschritten waren. Das alles ist aber noch wenig Kenntnis gerade über den Klimabereich, der über Mittel- und Westeuropa die größte Ausdehnung hatte.

In diesem Punkte knüpft nun die zweite Untersuchung an, bei der der Gedanke leitend war, über die Betrachtung der sommerlichen Auftautiefen für den ganzen Bereich des einstigen Dauerfrostbodens weiteren Einblick in das Sommerklima und über die Betrachtung der winterlichen Frostzerrung weiteren Einblick in das Winterklima zu erlangen (1 b).

II. Auftautiefe und Frostzerrung im wärmezeitlichen Dauerfrostbodengebiet und die daraus erschließbaren Klimaverhältnisse

a) Auftautiefe und Sommerklima

Die Bestimmung der Auftautiefe läßt sich wiederum nur mit Hilfe klimatisch bedingter Vorzeitformen durchführen, und zwar nur mit solchen Bodenformen, die diese Voraussetzung erfüllen: sie müssen kausalgenetisch mit Vorgängen verknüpft sein, die charakteristisch für den Bodenhorizont sind, der während des Sommers den Auftauboden darstellt; und sie müssen mit ausreichender Sicherheit die Unterfläche des sommerlichen Auftaubodens, zugleich Oberfläche des Dauerfrostbodens, erkennen lassen, damit verlässliche Auftautiefenmessungen möglich werden. Diesen Forderungen entsprechen am besten die Würge- und Taschenböden, die Stiche und mit gewissen Einschränkungen auch noch die Löß- und Lehmkeile.

Vom Würge- und Taschenboden war bereits die Rede. Wesentlich ist in diesem Zusammenhang, daß er überall einen nach unten gut abgegrenzten Horizont darstellt. Zurückgeführt wird die Bodenform, wie schon dargelegt, auf jene Druckkräfte, die beim Neugefrieren des Auftaubodens im Herbst zur Auslösung kommen. Von den rezenten Formen in der sibirischen Tundra ist bekannt, daß der vom Gefrierprozeß unter Druck gesetzte Auftauboden oft so voll Spannung ist, daß er die Schicht der Neugefrornis stellenweise nach oben durchbricht und überfließt (5c). Der Prozeß, der zur Bildung der Würge- und Taschenböden führt, erfaßt also den Auftauboden in seiner ganzen Mächtigkeit. Gerade dieses ist es, was die fossilen Formen zu guten Indikatoren für die einstige Auftautiefe macht. Ihre Mächtigkeit gibt, falls nicht nachträglich gestört, ziemlich genau die Mächtigkeit des früheren Auftaubodens wieder.

Die Stiche — der Name wurde von *Keilhacke* (11a) in die Literatur eingeführt — sind dach- und wellenförmige Aufblätterungen und Aufbiegungen von Schichten festen plattigen Gesteins längs Klüften in oberflächennahen Horizonten von ebenfalls stets scharfer Untergrenze. Das Liegende ist demgegenüber immer bankig.

Kraus (11 b), *Lotze* (2 d) und *Krüger* (11 c) brachten diese in allen plattigen Gesteinsarten häufig zu beobachtenden Formen nach einwandfreier Datierung erstmalig mit Kräften des Eiszeitklimas in Verbindung. Ob die Klüfte bereits vor der Formenbildung vorhanden waren oder erst als Frostspalten entstanden, ist kaum zu klären. Wichtig waren sie für die Lokalisierung der Formen, die nach Alter und Beschaffenheit wohl nicht anders denn als Frostwirkungen zu denken sind. Nach meinen eigenen Studien im niedersächsischen Bergland wird folgende Erklärung den Besonderheiten der Stiche vielleicht am besten gerecht: Schmelzwasser, das in der Auftauschicht vorhanden war oder durch die Klüfte in sie eindrang, konnte infolge Undurchlässigkeit des Dauerfrostbodens nicht versickern und mußte sich in den Schichtfugen und in den Kleinklüften zwischen den Gesteinsplatten halten. Seine Umwandlung zu Eis beim Gefrieren der Auftauschicht erzeugte Druckkräfte, durch die die kluftnahen Gesteinsplatten innerhalb ihrer Schicht von beiden Seiten her horizontal gegen die Klüfte verschoben wurden. Innerhalb der Klüfte preßten sich die gegeneinanderstoßenden Platten in die Richtung des geringsten Widerstandes, d. h. nach oben, und gaben sich die bezeichnende dachförmige Lagerung. Herrschte beiderseits der Klüfte ungleicher Druck, so konnte es auch zu kleinen Überschiebungsformen kommen. Auch dieser Prozeß spielte sich in der ganzen Mächtigkeit des Auftaubodens ab und war vielleicht am Grunde der Auftauschicht am wirkungsvollsten, weil hier stets der größte Feuchtigkeitsgehalt des Bodens zu sein pflegt. Hierauf beruht denn auch offenbar die scharfe Untergrenze, die allen Stich-Horizonten eigen ist. Es sind also auch die Stiche bei Ungestörtheit ihrer Horizonte ein gutes Mittel zur Bestimmung der Auftautiefe.

Die Löß- und Lehmkeile, die *Soergel* (2 f) schon für Auftautiefenmessungen bei Weimar und Dresden benutzte, sind weniger gute Indikatoren. Von den rezenten Formen ist bekannt, daß sich die Eiskeile nur im Dauerfrostboden befinden, im überlagernden sommerlichen Auftauboden aber infolge des sommerlichen Auftauprozesses keinen Bestand haben. Mit einem gewissen Vorbehalt kann man daher an den fossilen Formen den Abstand zwischen der Oberkante der Keile und der Oberfläche des eiszeitlichen Deckmaterials als Mächtigkeit des einstigen Auftaubodens messen. Da aber nicht bekannt ist, welche Niveauveränderungen die Oberfläche durch Abtragung oder Auflagerung seither erfahren hat, ist dies Verfahren mit mancherlei Fehlerquellen behaftet, die auch Umrechnungen, wie sie *Soergel* anstellte (2 f), nicht vollends beheben können. Ich selbst habe mich

daher der Lehmkeile nur in einigen Fällen bedient, wo sie einigermaßen zuverlässige Werte versprochen.

Alle drei Formen liefern nur Minimalwerte der Auftautiefe auf Dezimeter-Genauigkeit. Will man diese etwa für morphologische Zwecke den wahren Werten nähern, so bedarf es eines kleinen Zuschlages, der meinem Eindruck nach aber nicht mehr als höchstfalls einige Dezimeter betragen darf. Für die klimatologischen Zwecke ist das nicht nötig, jedoch ist wesentlich, daß alle Werte nach einheitlicher Methode gewonnen werden.

Die Auftautiefe eines Ortes hängt nun außer vom regionalen Klimafaktor auch noch von anderen Faktoren ab wie der Höhenlage, der Exposition, Hangneigung, Bodenbeschaffenheit, Bo-

denfeuchtigkeit, Bodenbedeckung usw. Da es hier aber auf möglichst reine Erfassung des Klimafaktors ankommt, sind nur Formen ebenen bis flachen Geländes und aus einer Höhenlage von tunlichst nicht über 300 m in Betracht gezogen worden. Trotz dieser Einschränkung verblieben 71 Werte von guter Streuung über ganz Mitteleuropa. Sie umfassen Minimalwerte der Auftautiefe von 0,4 m bis über 3 m.

Abbildung 2 zeigt die Verteilung der Auftautiefenzahlen. Linien gleicher Auftautiefe von 15 dm und 20 dm erleichtern den Überblick. Bemerkenswert ist die Parallelität zwischen diesen Linien und der Waldgrenze. Wird bedacht, daß beide, Auftautiefe und Waldgrenze, Resultanten in erster Linie der Sommerwärme sind, so wird die Parallelität zur Selbstverständlichkeit.

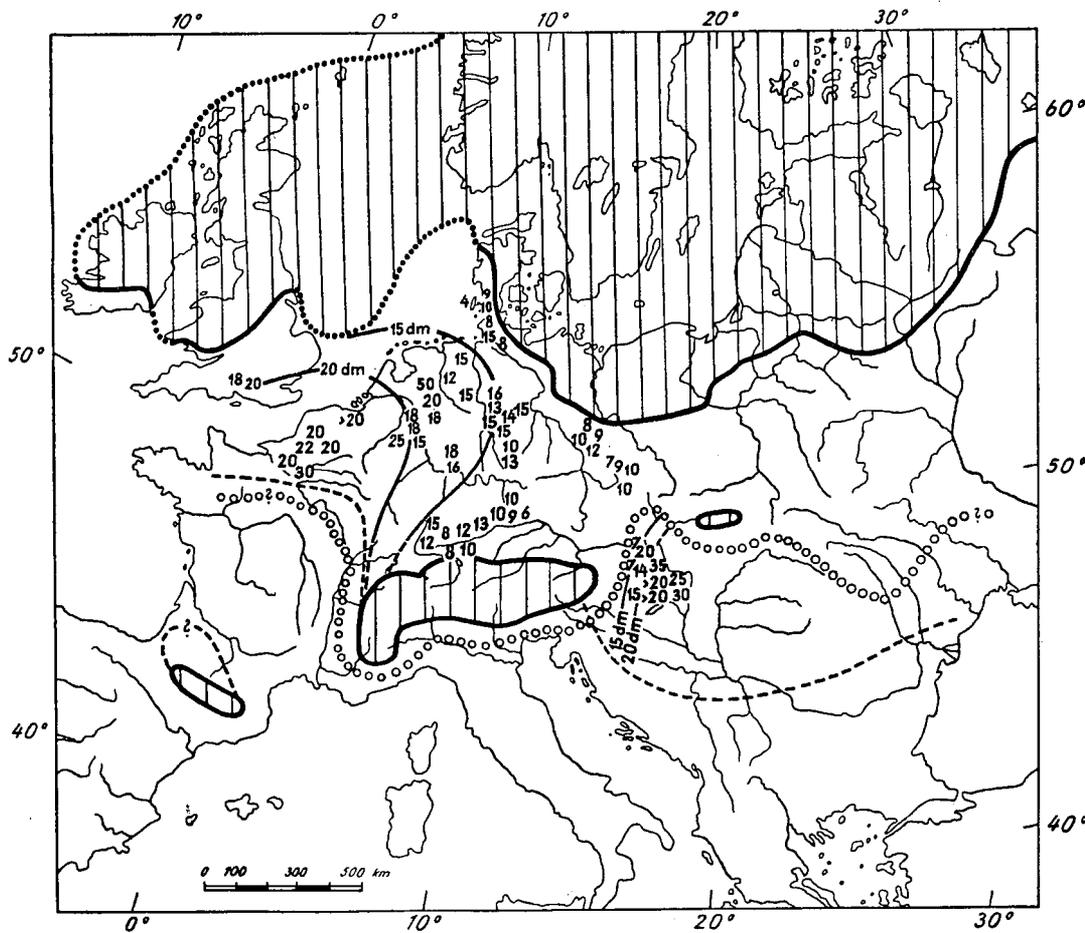


Abb. 2. Die sommerliche Auftautiefe im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit

- Grenze des Inlandeises
 - Linien gleicher Auftautiefe
 - Polare Waldgrenze
- 15 Auftautiefe in Dezimeter
 - Äquatorialgrenze des Dauerfrostbodens

(nach H. Poser, Naturwissenschaften 1947, H. 7.)

Daß sie aber zwanglos im Kartenbild in Erscheinung tritt, ist ein guter Beleg für die Brauchbarkeit und Zuverlässigkeit der entwickelten Methode der Formenauswahl und Messung der Auftautiefe, was den weiteren Feststellungen entsprechenden Rückhalt verleiht.

Deutlich sind drei Gebiete unterschiedlicher Auftautiefe erkennbar. Zentral-Mitteleuropa hat die geringsten Auftautiefen um 10 dm, eher weniger als mehr; von hier erfolgt eine Zunahme der Auftautiefe einerseits nach Nordwest-Mitteleuropa, wo sich die bisher bekannten höchsten Werte von 30 dm bis 40 dm im Seine-Becken finden, andererseits nach Südosten in Richtung auf die Ungarische Tiefebene mit plötzlichem Übergang zu größeren Werten jenseits der Linie Ostalpen—Westkarpaten. Da die Auftautiefen, wie gesagt, im wesentlichen Ergebnis der Sommerwärme sind, stellen die Gebiete unterschiedlicher Auftautiefe auch Gebiete unterschiedlicher sommerlicher Temperaturverhältnisse dar. Vereinfacht gesprochen ist Zentral-Mitteleuropa ein Kältegebiet, sind Nordwest-Mitteleuropa und die Ungarische Tiefebene Wärmegebiete.

Die großen Auftautiefen der Ungarischen Tiefebene bilden kein Problem, da sie durchaus dem kontinental warmen Sommer gemäß sind, dessen Juli-Mittel wir vorhin schon als wesentlich über 10° abschätzten. Man dürfte sich eher wundern, daß die Auftautiefen hier nicht größer waren; doch ist des hemmenden Einflusses zu gedenken, den die hier dichtere Vegetation auf die Entwicklung des Auftaubodens genommen haben wird. Im übrigen entpuppt sich die Ungarische Tiefebene, umschlossen und geschützt von hohen Gebirgen gegen Einflüsse von außen, auch mit Hilfe der großen und gerade vom nördlichen Gebirgsrand aus so plötzlich anwachsenden Auftautiefen immer mehr als eine Art großer, gut begrenzter Wärmeinsel im sommerlichen Klimabild Europas. Nach der Ableitung der monatlichen Mitteltemperaturen im Schnittpunkt von Wald- und Dauerfrostbodengrenze hatte diese Wärmeinsel an ihrem Westrand fünf Monate mit positiver Temperatur, was die Länge der Auftauperiode kennzeichnet.

Problematischer sind aufs erste die großen Auftautiefen in Nordwest-Mitteleuropa wie überhaupt die Erscheinung dieses Raumes als Wärmeprovinz der Tundrenzzone. Das Gebiet liegt nördlich der Baumgrenze und muß demzufolge Juli-Mittel von unter, z. T. auch wohl wesentlich unter 10° gehabt haben. Seine Sommer waren also kühl, sehr viel kühler jedenfalls als im Waldland der Ungarischen Tiefebene, und trotzdem haben wir hier wie da die annähernd gleichen Auftautiefen. Das Zu-

standekommen gleicher Auftautiefen ist aber — Gleichheit sonstiger Faktoren vorausgesetzt — nur möglich bei Einfuhr gleicher Wärmemengen in den Boden. Da indes die Sommermonate im nordwestlichen Mittel-Europa soviel kühler waren als in der Ungarischen Tiefebene, so ist zwangsläufig zu schließen, daß ihr Mangel an höherer Temperatur in Bezug auf die Bildung großer Auftautiefen wettgemacht wurde durch eine entsprechend größere Zahl von Monaten mit positiver, wenn auch nur mäßiger Mitteltemperatur. Die Auftauperiode war hier um vielleicht zwei, vielleicht auch drei Monate länger, so daß also — um es anders auszudrücken — der Winter kurz war zugunsten eines längeren Sommers. Das aber heißt, daß das Sommerklima Nordwest-Mitteleuropas einen ausgeprägt maritimen Charakter gehabt haben muß. Geradezu dokumentarisch wird dies nun auch belegt durch die kräftigen Ausstülpungen der Linien gleicher Auftautiefe nach Osten. Sie sind Abbild für den von Westen kommenden, die Bildung des Auftaubodens begünstigenden Klimaeinfluß; und sie sind zugleich auch Abbild für den Widerstreit dieses Einflusses mit anderen Klimakräften. Im Norden stand ihm die abkühlende Wirkung der Eisdecke der britischen Inseln und der Nordsee entgegen, wodurch die Auftaulinien ihren hier nahezu breitenparallelen Verlauf erhielten, und im Süden setzte ihm die Abkühlungswirkung von Inlandeis und Alpeneis eine Schranke, was den Auftaulinien den hier bezeichnenden Verlauf von NO nach SW aufzwang.

Es gilt im allgemeinen, daß maritimer Einfluß kühle Sommer erzeugt, kühlere jedenfalls als sie etwa benachbarten kontinental bestimmten Gebieten eigen sind. Es kommt aber, wie die soeben besprochenen Verhältnisse des eiszeitlichen Nordwest-Mitteleuropas zeigen, auf die Relationen an. Ein maritimer Klimaeinfluß ist im Sommer abkühlend im Vergleich zu einem kontinentalen, erwärmend aber im Vergleich zu einem glazialen, abeisigen Einfluß. Es gehört mit zu den Besonderheiten im Klimabild des eiszeitlichen Sommers, daß nach Zeugnis der großen Auftautiefen in Nordwest-Mitteleuropa der maritime Einfluß über ein weites Gebiet hin relativ erwärmend wirkte.

Nun zu Zentral-Mitteleuropa. Das Gebundensein der geringsten Auftautiefen gerade an diesen Raum der Tundrenzzone, der vom Inlandeis im Norden und dem Alpeneis im Süden am meisten eingeengt erscheint, weist mit allem Nachdruck auf die abkühlende Wirkung der Eisdecken als Hauptursachen-

komplex hin. Doch mögen daneben auch reichlichere Niederschläge, von welchen noch zu sprechen sein wird, eine hemmende Rolle für die Auftaubodenbildung gespielt haben. Nach den geringen Auftautiefen zu urteilen, waren die Sommer in diesem Gebiet nicht nur kühl, sondern schon recht kühl bis kalt. Dafür spricht auch das weite südwestliche Ausweichen der Waldgrenze bis hinter die Alpen. Auf keinem anderen Teil der europäischen Tundra lastete die abeisige Kälte auch im Sommer so wie auf diesem. Zentral-Mitteleuropa hätte zwischen dem maritimen Westen und dem kontinentalen Osten thermisch ein Raum des Übergangs und der Vermittlung sein können²⁾; das war es aber — offensichtlich unter Auswirkung der eistragenden Alpen — nicht. So wie seine geringen Auftautiefen eine trennende Schwelle bildeten zwischen sehr viel größeren Auftautiefen auf der einen Seite und auf der anderen Seite, so war auch der Luftkörper darüber thermisch im Sommer offenbar ebenfalls mehr eine Scheide denn eine Vermittlung zwischen dem maritimen Westen und dem kontinentalen Osten. Vielleicht herrschten ähnliche Verhältnisse in Bezug auf Auftautiefe und Lufttemperatur noch im Gebiet zwischen Inlandeis und Karpateneis, so daß die Ostgrenze dieser Provinz etwa am Mittellauf der Weichsel zu suchen wäre. Ostwärts davon waren dann wahrscheinlich wärmere, ausgeprägt kontinentale Sommer zu erwarten, deren Juli-Mittel allerdings auch kaum über 10° gelegen haben kann.

Die Gliederung Mitteleuropas in die behandelten drei Gebiete recht unterschiedlicher Temperaturverhältnisse, in das maritim warme Nordwest-Mitteleuropa, das zwischenglazial kalte Zentral-Mitteleuropa und die kontinental warme Ungarische Tiefebene gibt unter Einbeziehung der Eisdecken in die Betrachtung als Kältegebiet eine verlässliche Grundlage ab, von der aus auch Schlußfolgerungen auf die einstigen Luftdruck-, Wind- und Niederschlagsverhältnisse gezogen werden können. Es wird dafür allerdings eine Kette von Schlußfolgerungen mit zunehmender Entfernung von der sicheren Beobachtungsbasis nötig. Da aber zumindest Luftdruck und Niederschlag heute noch nicht direkt erschließbar sind, bleibt kein anderer als dieser Umweg, will man überhaupt erst einmal weitere Anhaltspunkte und Einsichten gewinnen.

Nach der Gliederung Europas in die genannten thermischen Räume kann seine durchschnittliche Luftdruckverteilung nur so ausgesehen haben (Abb. 3): hoher Druck über

den kalten Eisdecken im Norden und über den Alpen, wahrscheinlich häufig verbunden durch eine Hochdruckbrücke über dem kalten Zentral-Mitteleuropa; tiefer Druck über den Wärmegebieten der Ungarischen Tiefebene und Nordwest-Mitteleuropas. Mag dies Bild im einzelnen verbesserungsfähig sein, die Lage der großen Druckgebilde und ihre Beziehungen zueinander dürfen wohl als ziemlich sicher gelten.

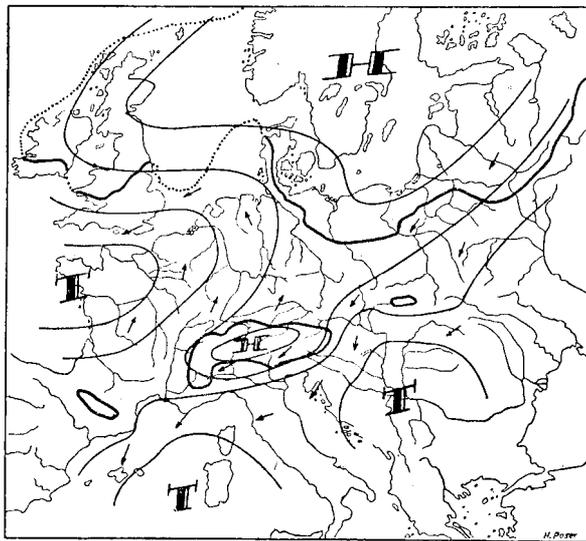


Abb. 3. Luftdruckverteilung und Windrichtungen über Europa im Sommer während der Würmeiszeit (nach H. Poser, Naturwissenschaften 1947, H. 8.)

Die Hauptwindrichtungen, die sich aus der Druckverteilung ergeben, bedürfen keiner näheren Besprechung. Soweit es den periglazialen Bereich betrifft, herrschten östliche bis nordöstliche Winde nur im Tundragebiet östlich der Oder und im Waldgebiet der Ungarischen Tiefebene. Im ganzen übrigen Mitteleuropa waren westliche bis südwestliche Winde tonangebend, auch in Norddeutschland. Das ist eine gute Bestätigung der jüngeren Dünenforschung, die für Norddeutschland ebenfalls schon auf vorherrschend westliche bis südwestliche Winde gekommen war (12).

Besondere Beachtung verdienen die beiden Tiefdruckgebiete über Nordwest-Mitteleuropa und der Ungarischen Tiefebene. Durch ihre Randlage zum Meere mußten sie natürliche Einfallstore der vom Ozean ostwärts wandernden Depressionen abgeben haben. Diese waren um so häufiger zu erwarten, als die Luftzirkulation während der Eiszeit nach allgemeiner Auffassung reger gewesen sein muß, und als die Luftdruckgürtel auf der Nordhalbkugel südwärts verlagert waren. Störungen, die durch das Mittelmeer, einer noch zuletzt von Meinardus (13) wieder betonten Hauptzugstraße der

²⁾ Das habe auch ich anfänglich vermutet (1 a).

Depressionen während der Eiszeit, heranzogen, konnten durch das Wärmegebiet über dem nördlichen Balkan in nördliche Bahn und als Vb-Depressionen nach Mitteleuropa gesteuert werden. Diese Vb-Depressionen bringen heute auf ihrer Vorderseite bei östlichen bis nordöstlichen Winden reichlichen Niederschlag, und es besteht durchaus kein Grund anzunehmen, daß sie es während der Eiszeit nicht taten.

Auch die andere Zugstraße der Depressionen, die über Frankreich nach Nordwest-Mitteleuropa, wird ebenfalls kaum weniger benutzt worden sein als heute. Die auf diesem Wege kommenden Störungen dürften damals wie in der Gegenwart den Hauptniederschlag gebracht haben, der Westeuropa und Nordwest-Mitteleuropa zukam, an dem aber auch Zentral-Mitteleuropa noch Anteil hatte.

Fragt man nach den Gebieten, die im eiszeitlichen Sommer die größten Niederschlagsmengen empfangen haben könnten, so wird man in erster Linie an den Inlandeisrand und an Zentral-Mitteleuropa denken müssen. Auf den Inlandeisrand und die den Eiskörper überlagernde Kaltluft liefen die aus Westen und Süden kommenden Störungen auf und mußten hier unter dem Einfluß der Kaltluftunterlage besonders ergiebige Niederschläge spenden, die auch zur Ernährung des Inlandeises beitrugen. Zentral-Mitteleuropa aber war eine Art Konvergenzraum für die Depressionen aus beiden Richtungen, und auch hier mußten die Störungen wohl oft auf einen Kaltluftkörper auflaufen, der die Hochdruckbrücke zwischen Alpen-Hoch und Inlandeis-Hoch darstellte. So war gerade dieses Gebiet, für das *Soergel* (2f) wiederholt besonders trocken-kaltes Klima annahm, wahrscheinlich sehr niederschlagsreich. Wir sind weit davon entfernt, eine Vorstellung von der Höhe der eiszeitlichen Niederschlagsmengen vermitteln zu können, aber als recht sicher darf wohl gelten, daß die Sommer des Dauerfrostbodengebietes, Tundra wie Waldland, keineswegs niederschlagsarm, sondern vielleicht sogar niederschlagsreicher waren als heute.

Schauen wir zurück, so sind die zuerst erkannten Gebiete unterschiedlicher Temperaturverhältnisse, Nordwest-Mitteleuropa, Zentral-Mitteleuropa und die Ungarische Tiefebene, auch in Bezug auf die Luftdruck-, Wind- und Niederschlagsverhältnisse im sommerlichen Klimabild Gebiete eigener Prägung gewesen.

b) Frostzerrung und Winterklima

Wie zur Charakterisierung des Sommerklimas die Auftautiefe, kann zur Darstellung des Winterklimas die Frostzerrung zum

Ausgangspunkt gewählt werden. Unter Frostzerrung sei dabei das Aufreißen bereits gefrorenen Bodens durch Kontraktion bei tiefen Temperaturen verstanden³⁾.

Für die Intensität dieser Frostzerrung nach Tiefe und relativer Häufigkeit erweisen sich die eiszeitlichen Frostspalten und Lehmkeile als vorzügliche Indikationsformen. Beide haben ihre rezenten Analoga, wie bereits bemerkt, in den heutigen Dauerfrostbodengebieten. Hier reißen die Frostspalten oft mit großem Krach auf. Häufig passiert es, daß sie in der folgenden Auftauperiode durch Einrutschen aufgeweichter Bodenteile wieder geschlossen werden. Zahlreiche fossile Frostspalten von wechselnder Tiefe, aber stets nur mäßiger, zwei bis drei Dezimeter messender Breite, spiegeln diesen Zustand genau wider. Es sind Formen einmaliger Spaltenbildung und Spaltenschließung, meist dadurch gekennzeichnet, daß die Schichten des Nachbargesteins in die Spalten nach abwärts gebogen sind. Entsprechend ihrer Genese zeigen sie mit ihrer Tiefe im Vertikalschnitt die ganze Tiefe der einstigen Frostzerrung an.

Bei den Lehmkeilen ist mit dem Abstand von Keilshulter bis Keilspitze, also dem Teil der Form, der ständig dem Dauerfrostboden angehörte, eine meßbare Teiltiefe der Frostzerrung gegeben. Sie muß, will man die ganze Tiefe der Frostzerrung haben, um den Mächtigkeitsbetrag des Bodenhorizontes erhöht werden, der im jahreszeitlichen Wechsel von Auftauen und Gefrieren lag, also um den örtlichen Betrag der Auftautiefe.

Auch die relative Häufigkeit der Frostzerrung ist durch weiträumige vergleichende Betrachtung der Formen erschließbar. Das Breitenwachstum rezenter Eiskeile geht zurück auf vielfache Wiederholung des Aufreißen der Spalten und Infiltration von Schmelzwasser und dessen Umwandlung in Eis. Fossile Frostspalten und Lehmkeile, aber auch die Lehmkeile für sich zeigen eine große Variation der Breite. *Soergel* (2a) schloß daraus für Lehmkeile der gleichen Eiszeit auf unterschiedliches Alter bzw. unterschiedliche Bildungsdauer. Dieser Schluß mag für benachbarte Keile verschiedener Breite zutreffen. Zeigt sich jedoch über größere Entfernung hin eine Häufung von Frostspalten auf der einen und nur schmalen Lehmkeilen auf der anderen Seite, wie sie tatsächlich vorhanden ist, dann kann dem nur eine regionale klimatische Ursache zugrundeliegen, nämlich gemäß der Art des Breitenwachstums der Eiskeile geringere Häufigkeit der Frostzerrung im einen Gebiet und größere Häufigkeit im anderen.

³⁾ Diesen Vorgang mit dem Terminus Frostzerrung zu belegen, regte freundlicherweise Herr Prof. *Mortensen* an.

Die Intensität der Frostzerrung ist ähnlich wie die Auftautiefe außer vom Klimafaktor auch noch von mehreren Nebenfaktoren abhängig. Um auch in diesem Falle die verschiedenen Faktoren zugunsten des Klimafaktors zu eliminieren, sind im allgemeinen wiederum nur Formen flachen Geländes und geringer Höhenlage in die Betrachtung einbezogen worden.

Die verwertbaren Formen finden sich in Abbildung 4. Das Bild ist noch besonders lückenhaft, läßt aber doch einige wesentliche Feststellungen treffen. Das ganze Nordwest-Mitteleuropa ist frei von eigentlichen Lehm-

keilen. Hier herrschen nur die schmalen, in ihrer Entstehung gewissermaßen einphasigen Frostspalten vor als Ausdruck relativ geringer Frostzerrungsintensität. Die maximale Tiefe der Frostzerrung beträgt hier 3 m.

Nach SO schließt sich ein großer Raum der Mischung von Frostspalten und Lehmkeilen an mit dem deutlichen Vorherrschen der letzteren. So einheitlich dies Gebiet in der Karte auf den ersten Blick hin aussieht, bestehen doch merkwürdige Unterschiede. Die weitaus größte Intensität der Frostzerrung hat Zentral-Mitteleuropa mit dem Schwerpunkt in Mitteldeutschland.

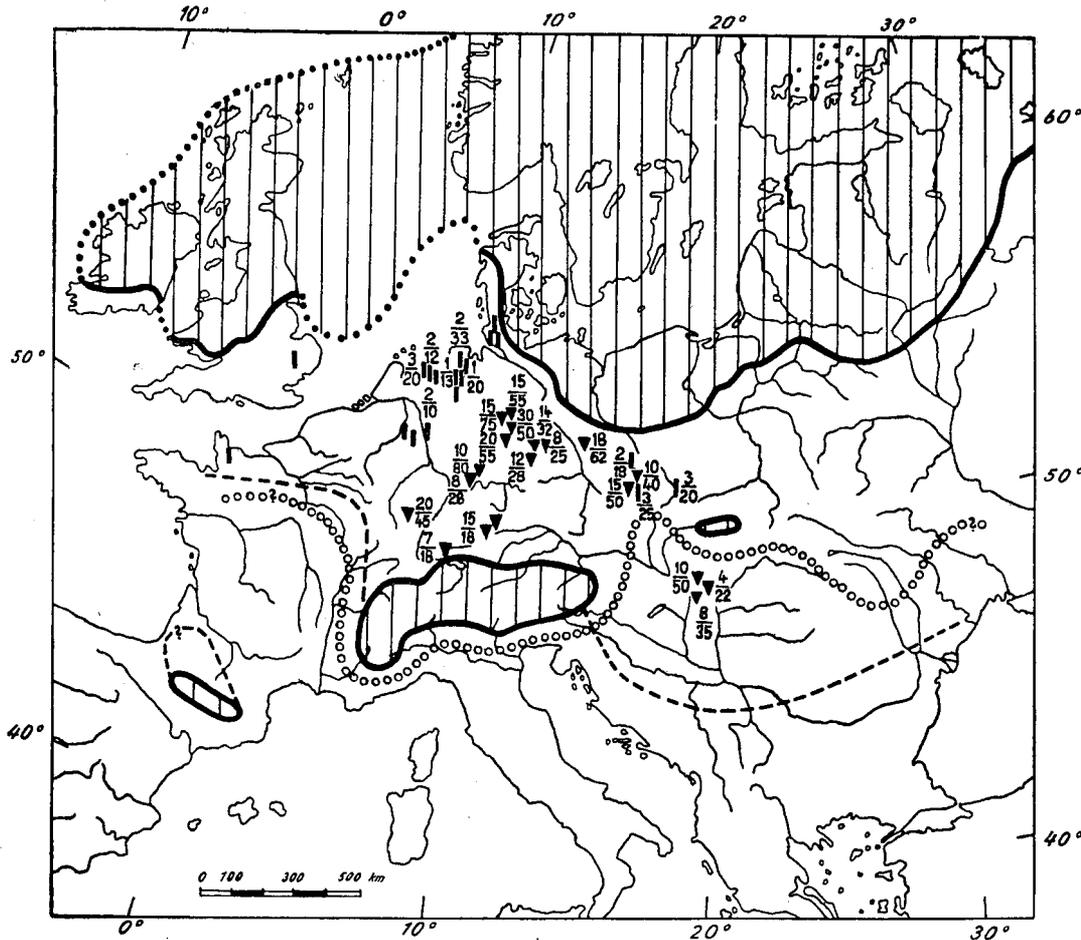


Abb. 4. Die winterliche Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit

-  Grenze des Inlandeises
-  Lehmkeile
-  Fossile Frostspalten
-  Obere Zahl = obere Breite der Formen in Dezimeter
untere Zahl = Tiefe der Frostzerrung in Dezimeter
-  Äquatorialgrenze des Dauerfrostbodens
-  Polare Waldgrenze

(nach H. Poser, Naturwissenschaften 1947, H. 7.)

Hier befinden sich die überhaupt größten Tiefen von 7 m bis 8 m und die größten, die Häufigkeit der Zerrungen anzeigenden Keilbreiten bis 3 m. Die Mehrzahl der Formen hält sich um und über 5 m Tiefe. Nach Osten, in Richtung auf Schlesien, und nach SO, in Richtung auf die Ungarische Tiefebene, nehmen die Werte ab. In diesen Gebieten beträgt die maximale Tiefe nur noch 5 m, die maximale Breite nur noch 1 m. Die weitaus meisten Formen haben Maße unter diesen Beträgen. Das gesamte Verbreitungsgebiet wirklich gut ausgeprägter Lehmkeile gliedert sich also in einen Bereich sehr großer und einen Bereich auch noch großer, aber doch schon merklich geringerer Intensität der Frostzerrung.

Da nach Auswahl der Formen die Frostzerrung in erster Linie den regionalen Temperaturfaktor zum Ausdruck kommen läßt, entspricht der gebietlichen Unterschiedlichkeit der Frostzerrung auch eine gebietliche Unterschiedlichkeit der Temperaturverhältnisse. Zentral-Mitteleuropa erscheint danach bei weitem am kältesten; ihm folgt Südosteuropa, speziell die Ungarische Tiefebene, und dann erst mit beträchtlich geringerer Kälte Nordwest-Mitteleuropa.

Für den Schnittpunkt der Wald- und Dauerfrostbodengrenze ließ sich die Zahl der Monate mit negativen Temperaturen auf 7 und das Januar-Mittel mit -14° ableiten, zugleich wahrscheinlich machen, daß östlich davon in der kontinental bestimmten Ungarischen Tiefebene der Januar um mindestens einige Grade strenger war. Wenn hier unter diesen Umständen die Frostzerrung maximal 5 m Tiefe und 1 m Keilbreite erreichte, dann muß der Winter in Zentral-Mitteleuropa noch etwas kälter und härter gewesen sein, muß in Mitteldeutschland im Bereich der überhaupt größten Zerrungsintensität gewissermaßen der Kältepol des eisfreien Mitteleuropas gelegen haben. Wie kalt hier die Winter wirklich waren, läßt sich allerdings nicht sagen. Auf den Raum im ganzen gesehen war aber das Januar-Mittel tiefer als -14° , tiefer als im Schnittpunkt von Wald- und Dauerfrostbodengrenze. Die Lage Zentral-Mitteleuropas in der engsten Einschnürung des Tundrängürtels durch das Inlandeis weist wiederum auf die Eismassen im Norden und über den Alpen als Hauptkältequelle. Verstärkt und ergänzt wurde sie durch die allgemeine winterlich kontinentale Komponente, ohne die das Inlandeis allein nicht so tiefe Kältegrade und Frostzerrungen bewirkt haben würde.

Die mäßige Intensität der Frostzerrung in Nordwest-Mitteleuropa überrascht nicht mehr. Sie spiegelt für diesen Raum den mildernden maritimen Einfluß wider, den wir

schon bei Betrachtung der sommerlichen Auftautiefe mit der Schlußfolgerung auf einen kurzen Winter feststellten. Gestützt wird dieser Schluß auch durch den Verlauf der Dauerfrostbodengrenze über Westeuropa. Bestimmt durch die Wintertemperatur, macht diese Grenze über Nordostfrankreich eine charakteristische Ausbuchtung nach Nordosten, was an dieser Stelle einen stärkeren maritimen als kontinentalen Einfluß andeutet mit der Richtung in das nordwest-mitteleuropäische Gebiet geringer Frostzerrung. Die Winter waren hier wesentlich milder als in Zentraleuropa, merklich milder aber auch als in der kontinental-kalten Ungarischen Tiefebene. Hier aber hatten sie eine Mittel-Temperatur von $-12,7^{\circ}$; so mag das Wintermittel von Nordwest-Mitteleuropa vielleicht weniger als -10° betragen haben.

Nach den kausalen Zusammenhängen lassen sich für das Winterklima unterscheiden: die kontinental-kalte Ungarische Tiefebene und das zwischenglazialkontinental-kalte Zentral-Mitteleuropa, daran anschließend die Kälträume der Eisdecken, alles zusammen ein Großraum strenger Winter, dann das maritim gemilderte Nordwest-Mitteleuropa, daran anschließend das maritim bestimmte Westeuropa südlich der Waldgrenze, von dem eingangs ein Januar-Mittel von nur 0° bis 3° abgeleitet wurde, beide zusammen ein Großraum gemilderter Winter.

Ausgehend von dieser Gliederung läßt sich auch für den Winter eine gewisse Vorstellung von der einstigen Luftdruckverteilung gewinnen (Abb. 5). Sie muß etwa so gewesen sein, daß infolge der weiträumigen Ausdehnung der zusammenhängenden Kältegebiete der größte Teil Europas unter hohem Druck lag, und nur ein Ausläufer tiefen Drucks von Westen her über das maritim bestimmte Frankreich bis nach Nordwest-Mitteleuropa reichte. Nach dieser Druckverteilung herrschten in Westeuropa und im größten Teil Mitteleuropas auch im Winter südwestliche Winde. Nur im Gebiet östlich der oberen Elbe und auf dem nördlichen Balkan waren östliche bis nordöstliche Winde maßgeblich. Die Windstärken werden allgemein, aber im Winter besonders hoch gewesen sein, weil in dieser Jahreszeit das Druckgefälle vom ausgekühlten Land zum golfstromerwärmten Meer vor den Westküsten Europas besonders ausgeprägt gewesen sein muß.

Die Druckverteilung bekundet im übrigen Züge einer großen Stabilität der kontinentalen Luftmassen. Dies legt die Vermutung nahe, daß der Einfluß wandernder Depressionen auf das Klima über Land im Winter wesentlich geringer

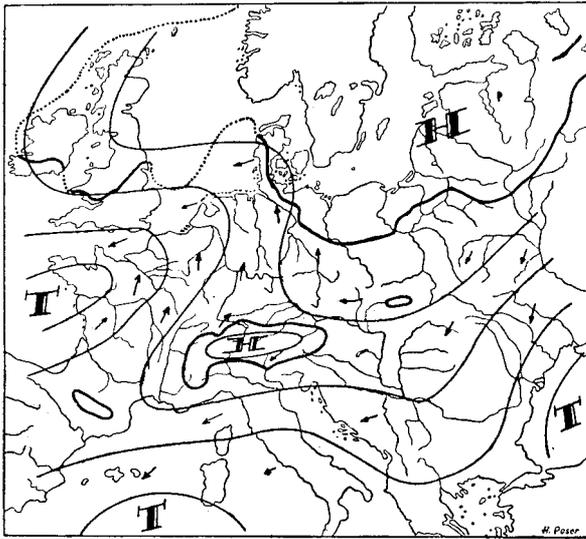


Abb. 5. Luftdruckverteilung und Windrichtungen über Europa im Winter während der Würm-Eiszeit (nach H. Poser, Naturwissenschaften 1947, H. 8.)

war als im Sommer. Er wird nirgends, auch vom Mittelmeer her, ganz gefehlt haben, dürfte aber vornehmlich auf die Rinne tiefen Druckes über Westeuropa und Nordwest-Mitteleuropa beschränkt gewesen sein. Hier wird die Störungstätigkeit häufigen Frostwechsel und vielleicht auch winterliche Auftauperioden kürzerer Dauer zur Folge gehabt haben. Auf alle Fälle führte sie reichlichere Niederschläge herbei, an welchen außer Frankreich, Belgien, Holland und Norddeutschland auch Teile Mitteldeutschlands und Südwestdeutschlands noch Anteil haben konnten. Als Schnee fallend, haben sie wohl sicher mit zur Herabminderung der Frostzerrung in diesem Gebiete beigetragen.

Das übrige Europa ist zweifellos wesentlich niederschlagsärmer gewesen; aber daß es extrem niederschlagsarm war, wie oft angenommen, ist recht unwahrscheinlich. Denn im Sinne der gesetzmäßigen Beziehungen zwischen der Luftdruckverteilung am Boden und der in der Höhe muß über dem ausgedehnten Boden-Hoch ein Höhentief gelegen haben, das als Aktionszentrum Luft aus dem Bereich benachbarter Meeresräume anzog und damit Anlaß zur Niederschlagsbildung gab. Ohne Mitberücksichtigung auch dieses Vorganges wird unter anderen — in Analogie zu den Darlegungen von Meinardus (14) für die Antarktis — schwerlich volle Klarheit über die Ernährung des Inlandeises zu finden sein. Da das nicht vereiste Zentral-Mitteleuropa und ebenso auch Ost- und Südosteuropa mit unter dem Boden-Hoch lagen, werden auch sie von dem durch die Höhentiefströmung veranlaßten Niederschlag empfangen haben. Man kann sich leicht vorstellen, daß die-

ser, als Schnee fallend, infolge der tiefen Kältegrade eine derart trockenpulvrige Beschaffenheit hatte, daß schon mäßige Winde ihn durch Schneefegen umlagern konnten und dadurch Bodenblößen schufen, die hier die Frostzerrung begünstigten und auch äolische Abhebung und äolischen Transport von feinem Bodenmaterial selbst in größerem Umfange möglich machten.

Schluß. Klimagebiete und Klimaprovinzen.

Fasse ich allein die datenmäßigen Ergebnisse obiger Ausführungen zusammen, so am besten im Sinne einer Gliederung Europas in seine eiszeitlichen Klimagebiete und Klimaprovinzen, wie sie durch Abbildung 6 vorgeführt wird. Danach sind zu unterscheiden:

I. Das Dauerfrostboden-Tundrenklima, das einheitlich gekennzeichnet wird durch den Dauerfrostboden und einen so großen Mangel an Sommerwärme, daß er Waldwuchs ausschließt. Dieses Klimagebiet gliedert sich auf in folgende drei Provinzen:

a) Die glacial-maritime Provinz, die dank andauernden maritimen Einflusses das ganze Jahr über im Vergleich zur Nachbarschaft Wärmegebiet ist. Die Winter sind kurz und weniger kalt. Die Frostzerrung ist mäßig. Temperaturschwankungen um null Grad und kürzere

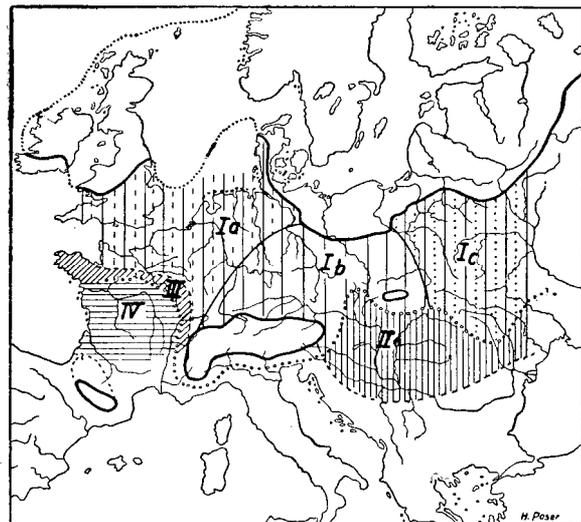


Abb. 6. Klimagebiete und Klimaprovinzen Mittel- und Westeuropas während der Würmeiszeit

— Polare Waldgrenze
 Äquatorialgrenze des Dauerfrostbodens
 - - - - - Grenze des Inlandeises

- I Dauerfrostboden-Tundrenklima
 - Ia Glacial-maritime Provinz
 - Ib Zwischenglaziale Provinz
 - Ic Glacial-kontinentale Provinz
- II Kontinentales Dauerfrostboden-Waldklima
- III Maritimes Tundrenklima ohne Dauerfrostboden
- IV^a Maritimes Waldklima ohne Dauerfrostboden

(nach H. Poser, Naturwissenschaften 1947, H. 7.)

Auftauperioden sind wahrscheinlich häufig. Der Sommer umfaßt eine große Zahl von Monaten mit positiver Mitteltemperatur; doch bleibt das Juli-Mittel wesentlich unter 10° . Das Gebiet wird während des ganzen Jahres von einem Tiefdruckausläufer überlagert, der Depressionen vom Atlantik her den Weg weist. Westliche und südwestliche Winde herrschen vor. Sie bringen im Sommer wie im Winter reichliche Niederschläge, möglicherweise ebenso viele wie heute.

b) Die z w i s c h e n g l a z i a l e P r o v i n z. Sie weist die größte Frostzerrung und die geringste Auftautiefe auf. Ständig unter dem abkühlenden Einfluß der Eisdecken ist sie das ganze Jahr der kälteste Raum im eisfreien Mitteleuropa. Das Januar-Mittel liegt unter -14° , das Juli-Mittel nur wenige Grade über null. Im Winter gehört die Provinz dem kontinentalen Hoch an, im Sommer liegt sie wahrscheinlich häufig unter einer Hochdruckbrücke zwischen Inlandeis und Alpen-Hoch. Südwestliche Winde herrschen das ganze Jahr vor, ausgenommen das Gebiet östlich der Oder, wo östliche Winde vorwiegen. Die Niederschläge sind in diesem Gebiet im Sommer unter dem Einfluß von Störungen aus dem Süden und dem Westen besonders reichlich, im Winter dagegen sehr viel geringer, aber nicht fehlend. Verwehungen des pulvrigen Schnees schaffen Bodenblößen, wodurch tiefe Frostzerrung im Boden und äolischer Transport von feinem Bodenmaterial gefördert werden.

c) Die g l a z i a l - k o n t i n e n t a l e P r o v i n z ist mangels Unterlagen noch recht wenig bekannt. Hier dürfte das ganze Jahr über kontinentaler Einfluß maßgeblich sein. Das Juli-Mittel liegt um und unter 10° , doch ist der Sommer wärmer als in Zentral-Mitteleuropa. Auch der Winter ist nicht so kalt wie hier. Die Provinz liegt in beiden Jahreszeiten so im Isobarenfeld, daß nordöstliche bis östliche Winde am häufigsten zu sein scheinen. Niederschläge dürften vom Schwarzen Meer und vom Mittelmeer her vor allem im Sommer fallen.

II. Das Dauerfrostboden-Waldklima hat ausgeprägt kontinentalen Charakter. Für den Westrand gelten die aus dem Schnittpunkt von Wald- und Dauerfrostbodengrenze abgeleiteten Temperaturen auf S. 56. Im Inneren des Gebietes ist der Winter jedoch merklich kälter, der Sommer etwas wärmer. Im Winter unter dem glazial-kontinentalen Hoch befindlich, hat das Gebiet östliche bis nordöstliche Winde. Im Sommer nimmt es ein Tief ein, so daß in der Osthälfte mehr südöstliche bis östliche, in der Westhälfte mehr nordöstliche bis nördliche Windrichtungen resultieren. Die Niederschläge sind im Sommer dank häufigeren Durchzugs von Vb-Depressionen ziemlich hoch, im Winter dagegen geringer.

III. Das maritime-Tundrenklima ohne Dauerfrostboden ist typisches Übergangsklima zwischen dem glazial-maritimen Dauerfrostboden-Tundrenklima einerseits und dem maritimen Waldklima andererseits. Mit dem einen hat es den Mangel einer für Waldwuchs ausreichenden Sommerwärme gemeinsam, mit dem anderen den für Dauerfrostbodenbildung zu wenig kalten Winter. Mit beiden verbinden es die ähnlichen Luftdruck-, Wind- und Niederschlagsverhältnisse.

IV. Das maritime Waldklima ohne Dauerfrostboden über Frankreich hat jahrein, jahraus ozeanisches Gepräge und ist auch im Sommer Wärmegebiet im Vergleich zu den kälteren Gebieten im Osten. Das Juli-Mittel bewegt sich zwischen 10° und 13° , das Januar-Mittel zwischen 0° und 3° . Ständig in der Südhälfte eines von der Biskaya sich nach NO erstreckenden Tiefdruckausläufers gelegen, hat das Gebiet vorwiegend westliche bis südwestliche Winde und hierdurch, sowie durch ostwärts wandernde Depressionen, Niederschlag in allen Jahreszeiten.

Auch diese Übersicht ist selbstverständlich nur erst ein Versuch wie alle Ausführungen zuvor; und es bedarf weiterer Einzelstudien, die bisherigen Ergebnisse zu unterbauen und zu ergänzen, sie auch in Einklang zu bringen mit anderen Erscheinungen wie der wärmezeitlichen Senkung der Schneegrenzen, der Verbreitung und Bildung des Löss, den paläobiologischen und prähistorischen Befunden etc. Dabei wird zu beachten sein das Moment der zeitlichen Gültigkeit der hier abgeleiteten Klimaverhältnisse. Erinnern wir uns, daß die Ableitungen ihren Ausgang nahmen von Vorgängen und Formenbildungen, die mit dem Dauerfrostboden verbunden waren, und erinnern wir uns weiter der eingangs gemachten Feststellung, daß der Dauerfrostboden vor dem heranrückenden Inlandeise zur Entwicklung kam und daß er nach dem Fehlen von Kennformen in den Jungmoränenablagerungen geschwunden oder in Auflösung begriffen war, als das Eis seinen Rückzug angetreten hatte, so ergibt sich als Gültigkeitsbereich eine Zeitspanne, die während des Heranrückens des Eises ihren Anfang nahm, spätestens während des Hochstandes der Vereisung aber ihr Ende fand.

Zum Schluß sei noch eine tabellarische Übersicht angefügt über das gebietliche Vorkommen klimatologisch auswertbarer Bodenformen und die gebietlich errechneten Werte der Auftautiefe und Frostzerrung mit einem Hinweis auf die literarischen Quellen, die in Profilzeichnungen, Skizzen, Abbildungen und Maßangaben ausreichende Grundlagen zur Bestimmung der Auftautiefe und der Frostzerrung nach der geschilderten Methode enthalten.

Wichtigste Vorkommen klimatologisch auswertbarer Bodenformen

Gebiet	Formenart: FF = fossile Frostspalten Lk = Lehmkeile WT = Würge- und Taschenböden St = Stiche	Literaturhinweis	Auftautiefe in dm an Einzelformen	Intensität der Frostzerrung nach Einzelformen Linke Zahl = obere Breite, rechte Zahl = Tiefe der Formen in dm.
Nördl. Westeuropa und Nordwest-Mitteleuropa:				
England	FF	2 p, 2 h		3/?
	WT	4 m, 4 t, 4 u	18, 20	
Nordfrankreich u. Belgien	FF	2 q		?/ > 12
	WT	4 m, 2 c, 4 s	> 20, 20, 20, 22 20, > 30	
Holland	FF	4 c		2/12, 3/20, 2/10
	WT	4 c	30	
Dtsch. Niederrheingebiet-Westfalen	FF	4 d, 2 s		
	WT	4 d, 4 c, 4 w 4 x	15, 16, 18, 18, 18 25	
Oldenburg	FF	4 l, 2 o		
	WT	4 l	15, 12, > 8	1/20, 2/33, 1/13
Schleswig-Holstein	FF	4 b		sehr schmal
	WT	4 l, 4 h, 4 b, 4 i, 4 k 4 u	15, 10, 9, 4, 8, 15, 10, 8	
Zentral-Mitteleuropa:				
Leine-Weserbergland	Lk	2 b, 2 d	15	
	St	11 c, 11 g	12, 15, 16, 15, 14, 13, 10	15/75, 20/55, 30/50, 15/55, 18/5
Thüringen	Lk	2 a, 2 f, 2 e	10, 10, 13	14/32, 8/25, 12/28, 6/28
Rhein-Maingebiet-Vogelsberg	Lk	2 m, 2 c		8/28, 10/80
	WT	4 g	18, 16	
Sachsen-Lausitz	Lk	2 k	10	18/62
	WT	4 f	12, 9, 10, 8, 10	
Schlesien	FF	2 h, 2 l		2/18, 3/25, 3/20, 2/16
	Lk	2 h, 2 l		15/50, 10/40, 10/20
	WT	2 l	10, 10	
Süddeutschland	Lk	2 g, 2 i	ca. 10	7/18, 15/18
	St	11 d, 11 e, 11 f	15, 12, 13, 10, 9, 6	
	WT	2 i, 4 q	8, 12	
Osterreich	WT	4 n, 4 p, 4 q, 4 o	7, 7, > 14, 20	
Ungar. Tiefebene	Lk	2 n, 4 q		10/50, 4/22, 8/35
	WT	4 o, 4 q	35, > 20, 20, 15, > 20, > 20, > 25, 30	

Literatur

1. a) H. Poser, Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Naturwissensch. 34. 10 ff (1947). — b) H. Poser, Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturwissensch. 34 (1947).

2. Gute Orientierung über Lehmkeile geben a) W. Soergel, Diluviale Eiskeile Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 88 (1936). — b) G. Selzer, Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. Geol. Rundschau, 27 (1936). — Für die weiteren Betrachtungen sind wesentlich: c) H. Harrassowitz, Die Entstehung der oberhessischen

Bauxite und ihre geologische Bedeutung. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 73 (1921). — d) *Fr. Loize*, Über Schichtaufrichtungen an Klüften. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 84 (1932). — e) *W. Soergel*, Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 11, Decke-Festschrift (1932). — f) *W. Soergel*, Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 31 (1942). — g) *W. Schmidle*, Die Geologie von Konstanz und seiner näheren Umgebung. Bad. geol. Abh. Jahrg. IV (1932). — h) *F. Zeuner*, Diluviale Frostspalten in Schlesien. Jahresber. d. geol. Ver. Oberschlesien (1935). — i) *O. Wittmann*, Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen im Donaugebiet bei Immingen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 25 (1936). — k) *H. Gallwitz*, Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. Geol. Rundschau. 28 (1937). — l) *H. Arnold*, Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. Diss. Breslau. (1938). — m) *E. Brand*, Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg. Senckenbergiana. 20 (1938). — n) *J. Kerekes*, Die fossilen Tundragebiete von Pestszentlörinc. Különyomat a Földtani Közlöny. 69 (1939). — o) *F. Dewers*, Das Diluvium. In: *K. Gripp, F. Dewers*, Das Känozoikum in Niedersachsen. 112 ff (1941). — p) *Skertchby*, Geology of Fenland. Mem. Geol. Surv. Engl. and Wales. (1877). — q) *H. R. v. Gaertner*, persönl. Mitt. über Nordfrankreich. — r) *F. Kienow*, persönl. Mitt. über Südrussland. — s) *H. Lehmann*, persönl. Mitt. über das Niederrheingebiet. — t) *P. Pruskowski*, persönl. Mitt. über das Niederrheingebiet und Westfalen.

3. Näheres über Namen, Oberflächenerscheinung und sonstige Eigenschaften der Formen bietet unter Auswertung einer umfangreichen Literatur: *C. Troll*, Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geol. Rundschau. 34 (1944).

4. Über die Eigenschaften dieser Bodenform und ihre Entstehung orientieren: a) *P. Keßler*, Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stgt. (1925). 96. — b) *A. Bahr*, Frostgestauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 84 (1932). — c) *C. H. Edelmann, F. Florschütz und J. Jeswiet*, Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verh. Geol. Mijnbouwkundig Genootschap van Nederland usw. Geol. Ser. X. 330 (1936). — d) *A. Steeger*, Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Rundschau. 34 (1944). — Für weitere Betrachtung wesentlich: e) *A. Steeger*, Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. Ber. Niederrhein. Geol. Ver. (1925). f) *K. Keilhack*, Über Brodelböden im Taldiluvium bei Senftenberg und über das Alter der sie begleitenden Torf- und Faulschlammablagerungen. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 79 (1927). — g) *F. Krekeler*, Fossile Strukturböden aus der Umgebung von Gießen und Wiesbaden. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 81 (1929). — h) *W. Wolff*, Die Bodenbildungen Schleswig-Holsteins und ihr Verhältnis zu den geologischen Bodenarten. Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt. 51 (1930). — i) *A. Dücker*, Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 54 (1933). — k) *A. Dücker*, Fossile Bodenfrosterscheinungen (Brodelböden) in Schleswig-Holstein. Die Heimat. Neumünster. (1934). — l) *F. Dewers*, Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit und Entstehung der Taschenböden. Abh. Vortr. Brem. Wiss. Ges. 8/9 (1934). — m) *H. Breuil*, De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires de la France et des pays voisins. Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam. VII, 4. (1934). — n) *G. Göttinger*, Quartärgeologische Beobachtungen und Wegbeschreibungen. Führer für die Quartärerkursionen in Österreich. I, Teil. III. Int. Quartär-Konf. Wien. (1936). — o) *E. v. Sza-*

deczky-Kardoss, Pleistozäne Strukturbildung in den Ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. Különyomat a Földtani Közlöny. 66 (1936). — p) *Fr. Kümel*, Eiszeitlicher Brodelboden in Niederösterreich und im Burgenland. Verh. Geol. Bundesanstalt. (1937). — q) *J. Büdel*, persönl. Mitt. über Süddeutschland, Österreich, Ungarn. — r) *F. Kienow*, persönl. Mitt. über Südrussland. — s) *W. Wetzel*, persönl. Mitt. über Nordfrankreich, Belgien. — u) *H. Dewey*, Diskussionsmitteilung. Quart. J. of Geolog. Soc. 83. 194. (1927). — v) *O. K. Pielenz*, Fossile Brodelböden im Altdiluvium als Fundhorizont altpaläolithischer Kulturen. Ztschr. f. Geschieforschg. 16 (1940). — w) *U. Steusloff*, Brodelböden aus zwei Eiszeiten in der Umgebung von Haltern (Westfalen). Ztschr. f. Geschieforschg. 17 (1941). Dazu persönl. Mitt. über Westfalen. — x) *P. Pruskowski*, persönl. Mitt. über Rheingebiet und Westfalen.

5. a) *W. N. Ssukatschew*, Zur Frage des Einflusses des Frostes auf den Boden. Nachr. Russ. Akad. Wiss. 6 Ser. 5. Nr. 11 (russ.) (1911). — b) *D. Glinka*, Die Typen der Bodenbildung. 238. Bln. (1914). — c) *A. A. Grigoriew*, Die Typen der Tundra-Mikroreliefs von Polar-Eurasien. Geogr. Ztschr. 31 (1925).

6. Die Darstellung folgt hier einer eigenen, noch ungedruckten Untersuchung. *H. Poser*, Betrachtungen zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeitäler.

7. Das Fehlen von Würgeböden in der Jungmoränenlandschaft war auch schon anderen Forschern aufgefallen, so z. B. *K. Gripp*, Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. 36 (1924). — *K. Gripp*, Diluvialmorphologische Probleme. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 84 (1932).

8. *E. Drygalski* u. *F. Machatschek*, Gletscherkunde 88. Wien. (1942).

9. *B. N. Schostakowitsch*, Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. Ztschr. Ges. f. Erdk. Bln. (1927). — *M. Sumgin*, Über die ewige Gefrorenis des Bodens. Ztschr. Ges. f. Erdk. Bln. (1929).

10. Als einschlägig und mit wichtigen Literaturhinweisen ausgestattet seien genannt: *Fr. Firbas*, Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Naturwissensch. 27. 81 (1939). — *W. Szafer*, The Dryas-Flora of Kroszencienko on the river Demajec with remarks of the climate etc. Ser. Géol. de Pologne. Inst. Géol. de Pologne. Bull. 24 (1939).

11. a) *K. Keilhack*, Über „atektonische Faltung“ (Stiche) in der Trias des Harzvorlandes und über einen merkwürdigen Fall des Hakenschlagens. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 82 (1930). — b) *E. Kraus*, Zur Frage der „Stiche“. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 83 (1931). — c) *H. Krüger*, Periglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgenreicher Börde. Ztschr. f. Geomorphologie. (1932). — d) *H. Thürach*, Über einige, wahrscheinlich glaziale Erscheinungen im nördlichen Bayern. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 48 (1896). — e) *E. Koken*, Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. N. Jb. f. Min. Geol. Pal. 14 (1901). — f) *J. F. Gellert*, Diluvialer Frostboden in Oberschwaben. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 85 (1933). — g) *H. Poser*, Unveröffentlichte Beobachtungen aus dem niedersächsischen Bergland.

12. Vgl. Ausführungen u. zit. Literatur bei *H. Lemke*. Neue Beobachtungen über norddeutsche Binnendünen. Dtsch. Geogr. Blätter. 42 (1939).

13. *W. Meinardus*, Zum Kanon der Erdbestrahlung. Geol. Rundschau. 34 (1944).

14. *W. Meinardus*, Aufgaben und Probleme der meteorologischen Forschung in der Antarktis. Geogr. Ztschr. 20 (1914). — Über den Wasserhaushalt in der Antarktis. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl. 184 ff. (1925) und 137 ff. (1928).