

# Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima

(Veröffentlichung aus dem „Arbeitskreis für Periglazial-Forschung“ in der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft).

Von Hans Poser, Braunschweig. Mit 5 Abbildungen.

## Einleitung

Eine unlängst erschienene Arbeit über die äolischen Ablagerungen und das spätglaziale Klima in Mittel- und Westeuropa führte mich peripher auch an das Problem der nördlichen Lößgrenze heran, d. h. an das Problem ihrer Entstehung (65). Ihm damals größeren Raum zu geben, schloß jedoch die andersartige Zielsetzung der Untersuchung aus. Inzwischen habe ich die Frage erneut und speziell aufgegriffen und bin dabei auf eine Reihe bisher nicht berücksichtigter Zusammenhänge und Gedanken gekommen, die mir wert scheinen, in die Diskussion gebracht zu werden. Ich bringe sie daher im folgenden zur Darstellung. Dies geht allerdings nicht ohne teilweise Wiederholung meiner früheren Ausführungen über das spätglaziale Klima und auch nicht ohne nochmaligen Abdruck von zwei Kärtchen (Abb. 1 und 5). Beides geschieht aber nur nach neuer Überprüfung und Erweiterung der Grundlagen und Ergänzung und Verbesserung der Schlußfolgerungen. Die Darlegungen beziehen sich in erster Linie auf Mitteleuropa, führen aber auch immer wieder zu einem Seitenblick auf Westeuropa. Osteuropa blieb hingegen gänzlich unberücksichtigt, weil mir dafür nicht in genügendem Maße das Schrifttum zugänglich war. Hier dürfte das Problem der nördlichen Lößgrenze in mancher Hinsicht auch wohl etwas anders liegen und anders zu beurteilen sein.

Die Untersuchung erforderte ein besonders umfangreiches Literaturstudium, nicht allein zur Ergänzung der eigenen Felderfahrung, sondern auch einfach darum, weil über den Löß ganz allgemein bekanntlich viel geschrieben wurde. Zahlreich sind auch die Arbeiten, die näher auf die Verbreitung und Begrenzung des Lößes eingehen. Sie reichen um sieben Jahrzehnte zurück. Darunter sind für die Entwicklung des Problems diejenigen von A. PENCK (58, 60, 61), F. KLOCKMANN (45), K. KEILHACK (43), W. SOERGEL (74), R. GRAHMANN (34, 37) und P. WOLDSTEDT (88, 89, 90) besonders zu erwähnen. Wenngleich namentlich von den älteren Veröffentlichungen hier nur noch wenige zitiert werden können, so haben sie aber doch alle zum sachlichen Hintergrund dieser Studie beigetragen. Viel schönes Beobachtungsmaterial konnte vor allem auch den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der deutschen Länder entnommen werden. Die Mehrzahl der benötigten Schriften und Karten waren mir im Geologischen Institut der Universität Göttingen zugänglich, wofür ich Herrn Prof. Dr. BEDERKE sehr dankbar bin. Eine wesentliche Abrundung gaben mündliche und schriftliche Diskussionen mit Kollegen und Beobachtungs- und Literaturmitteilungen von ihrer Seite. Dankbar erwähnen möchte ich solche Mitteilungen insbesondere von Tj. H. van ANDEL und R. D. CROMMELIN über die Beziehungen von jüngstem Löß und Flugsand in Holland, von P. DORN über Dünenfelder in Mittelfranken, von H. R. von GAERTNER über den Löß am südlichen Solling, von R. KLÖPPER und Th. MÜLLER über gemeinsame Beobachtungen an Steinsohlen und Windkantern in Oldenburg, von F. PREUL über Dünen, Steinsohle und Würgeboden im Leinegebiet bei Hannover und im Wesergebiet bei Bremen, von M. SCHWARZBACH über Steinsohlen und Windkanter in Schle-

sien und von H. WORTMANN über Löß, Steinsohle und Würgeboden in seinem nordwestdeutschen Arbeitsgebiet. Nicht zuletzt möchte ich der anregenden Diskussionen gedenken, die ich jüngst gelegentlich gemeinsamer Exkursionen in Frankreich besonders mit den Herren A. CAILLEUX, Y. GUILLIEN und J. TRICART hatte. In ihnen spielten Fragen der Lößdatierung und des spätglazialen Klimas mehrfach eine wesentliche Rolle. Großen Nutzen zog ich sodann aus häufigen Unterhaltungen mit F. FIRBAS über die glazialen und spätglazialen Vegetationsverhältnisse in Europa.

Orientiert man sich an der jüngsten Literatur, etwa an den Arbeiten von R. GRAHMANN (34, 37), P. Woldstedt (90), F. DEWERS (17), H. WORTMANN (91) und F. KLUTE (46), so findet man immer wieder mit besonderem Nachdruck die Frage nach dem Lößwind erörtert, d. h. die Frage nach jenem Wind, der die Lößverteilung verursachte und damit den Verlauf der nördlichen Lößgrenze mitbestimmte. In dieser Tatsache scheint sich das Kernproblem in der augenblicklichen Debatte anzuzeigen. Es steht nicht mehr das Wo und Wie des Verlaufs der Lößgrenze mit Bezug auf andere eiszeitliche Ablagerungen im Vordergrund der Diskussion, wie es noch vor wenigen Jahrzehnten der Fall war (43), auch nicht mehr die Beschaffenheit des Lößes längs seiner Nordgrenze. Über beides hat R. GRAHMANN (34) schon vor Jahren durch Karte und Text ein auf vielen Vorarbeiten beruhendes geschlossenes Bild gegeben und damit die Erörterung dieser Momente praktisch zum Abschluß gebracht. Ebenso tritt die Frage nach dem Alter des jüngeren Lößes zurück, indem seine hochglaziale Bildung besonders seit den Arbeiten W. SOERGELS (74) ziemlich allgemein als sicher gilt.

Aber was den Schwerpunkt der heutigen Diskussion ausmacht, sind die Fragen nach den Kräften und nach dem Ablauf des Vorganges, der die nördliche Lößgrenze schuf. Hier an der dynamischen Seite des Problems, wo es seinen klimatisch-morphologischen Charakter erhält, scheiden sich die Auffassungen am weitesten, wird für die Wirksamkeit einstiger vom Inlandeis herabwehender nördlicher bis nordöstlicher Winde von den einen, für die Wirksamkeit westlicher Winde von den andern Forschern argumentiert. Hier findet der Stand der Forschung offenbar seine Kennzeichnung. Ich habe anfänglich selbst diesen aus der Literatur erhältlichen allgemeinen Eindruck für richtig befunden und gemeint, gleich das Kernproblem angreifen und anderes dafür, wie die Kenntnis der Beschaffenheit und des Aufbaus der Lößgrenze, des Alters des Lößes usw., als sichere Ausgangsbasis benutzen zu können. Es zeigte sich aber bald, daß eine fördernde Stellungnahme nur zu gewinnen war, wenn altbekannte Sachverhalte nochmals beleuchtet und zueinander in neue Verhältnisse gebracht wurden. Und gerade dabei ergab sich dann, daß das Problem der nördlichen Lößgrenze nach wie vor seinen größeren Inhalt hat, zu seiner Lösung einer Ergänzung der Kenntnis der Eigenschaften und des Wesens der Lößgrenze bedarf, eine genaue Datierung des jüngeren Lößes verlangt und eine Rekonstruktion der einstigen Klima- und Vegetationsverhältnisse erfordert. Die folgenden ersten drei Kapitel entsprechen diesen Aufgaben, während das vierte Kapitel den allgemeinen Deutungsversuch enthält.

### **I. Aufbau, Wesen und Verlauf der nördlichen Lößgrenze**

Über die Verbreitung des Lößes und den Verlauf seiner nördlichen Grenze orientieren die Karten Abb. 1, 2 und 3. Ihr Inhalt beruht bezüglich des Lößes und der lößverwandten Ablagerungen auf den Karten von R. GRAHMANN (34), P. WOLDSTEDT (88) und H. WORTMANN (91), ergänzt durch jüngere Angaben

von B. DAMMER (11) über Vorkommen von Flottsanden in der östlichen Mark Brandenburg. Die genannten Autoren haben ihren Karten zum Teil sehr ausführliche Erläuterungen beigegeben, so daß sich die folgende Darstellung auf einen allgemeinen Überblick und die dem Problem dienenden Tatsachen beschränken kann.

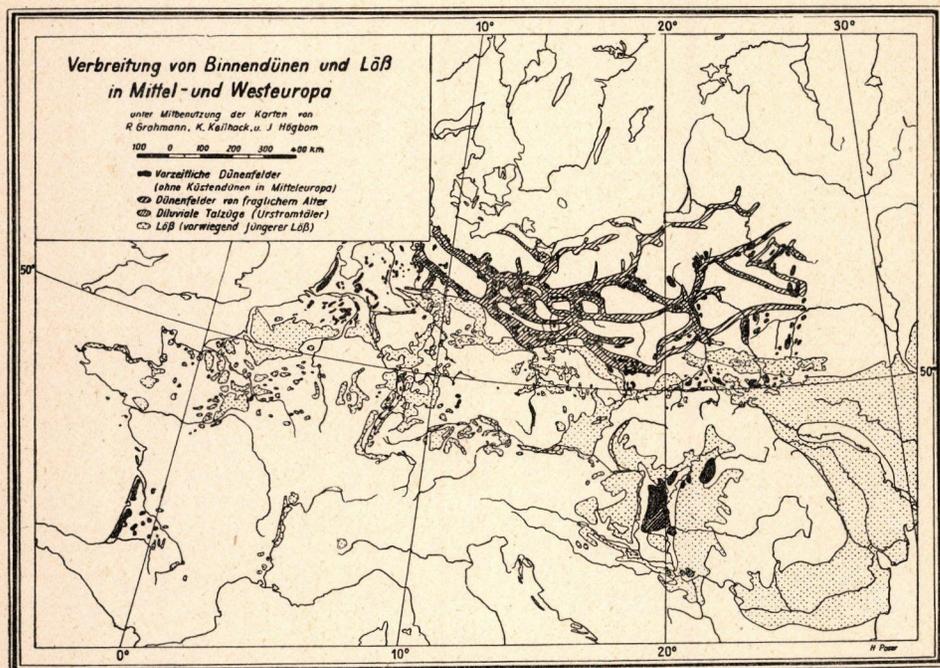


Abb. 1: Verbreitung von Binnendünen und Löß in Mittel- und Westeuropa (unter Mitbenutzung der Karten von R. GRAHMANN, K. KEILHACK und J. HÖGBOM) nach H. POSER, Naturwissenschaften 1948, H. 9.

Den Beispielen GRAHMANN'S und WOLDSTEDT'S folgend, ist für die Kartenskizzen als nördliche geschlossene Lößgrenze jene Linie gewählt worden, die im wesentlichen nur die Verbreitung des echten oder normalen Lößes beschließt, d. h. jener unter diesem Namen angesprochenen Ablagerung, deren Körnung sehr einheitlich ist und durch ein Vorwalten der Korngruppe 0,05—0,01 mm bis 50—75% Anteil gekennzeichnet wird. Nach außen schließt sich ein mehrere Kilometer breiter und auch fast überall deutlich ausgebildeter Gürtel von meist recht geringmächtigen Sand- und Gemengelößen an, von ebenfalls äolischen Ablagerungen, in deren Zusammensetzung neben Löß ein sandkörniger Anteil hervortritt und mit wachsendem Abstand von der Grenze des normalen Lößes immer größer wird, bis er schließlich zum echten Flugsand überleitet. Die Übergänge vom einen zum andern Korngrößenextrem, vom normalen Löß über den Gemengelöß zum Flugsand, sind fließend und machen oft die kartographische Trennung dieser Ablagerungen im Gelände schwierig.

Nach diesen Gegebenheiten ihres materialmäßigen Aufbaus ist die nördliche Lößgrenze eine geologische Ablagerungs- oder auch eine Bodengrenze. Das ist jedoch nur erst eine Seite ihres Wesens. Die andere offenbart sich, wenn man sie im Zusammenhang mit allen ihr gleichaltrigen sonstigen äolischen Ablage-

rungen und Formenbildungen sieht. Dazu gehören, wie das nächste Kapitel begründen wird, auch die großen Flugsand- und Binnendünenfelder Mittel- und Westeuropas. Die Karte Abb. 1 gibt einen Überblick über die Verbreitung dieser äolischen Bildungen und zeigt die nördliche Lößgrenze als eine sehr markante Trennungslinie zwischen einem südlichen von ihr gelegenen Bereich, in dem der normale Löß dominiert und alle sandigeren Bildungen wie Flugsandfelder und Dünen zurücktreten, und einem nördlichen Bereich, in dem gerade umgekehrt die sandigen Formengebilde vorherrschen, feinkörnige Bildungen wie vereinzelte, inselhafte Vorkommen von Flottensanden und Flottenlehmen nahezu zur Ausnahme werden. So gesehen, ist die nördliche Lößgrenze auch eine morphologische, genauer noch eine klimatisch-morphologische Grenze, indem sie Formenbereiche trennt, die nicht nur durch das Klima ihrer Bildungszeit schlechthin bedingt waren, sondern an dieses Klima entsprechend den großen Kornunterschieden des ihre Formen aufbauenden Materials auch ihre speziellen Forderungen hatten. Diese Eigenschaft der geschlossenen Lößgrenze ist vielleicht die wichtigste und für ihre Entstehung auch aufschlußreichste. Es mag dabei festgestellt sein, daß die beiden Ablagerungs- und Formenbereiche, die sie scheidet, zusammenfallen nach der einen Seite mit dem Tiefland und nach der andern Seite mit einem Teil des mit stärkerer Reliefenergie ausgestatteten Mittelgebirges.

Auffallend häufig, jedenfalls häufiger als bisher beachtet, ist gerade längs der Lößgrenze eine Sandstreifigkeit des Lößes oder auch eine Lößstreifigkeit des Flugsandes zu beobachten, d. h. eine ganz dünn-schichtige Wechsellagerung oder auch wechselseitige Verzahnung von Ablagerungen verschiedener Korngröße, wobei das eine Material ebenso echter Löß wie das andere echter Flugsand ist. Die Erscheinung durchzieht oft ganze Profile, auch solche von Mächtigkeiten bis drei Meter und mehr, und beschränkt sich in anderen Fällen auf einen oberen oder unteren Teil eines Profils. Die Karte Abb. 2 gibt einen Eindruck von der Häufigkeit dieser Streifung, wobei zu beachten ist, daß sie nur die bekannt gewordenen Vorkommen enthält. Obgleich in den Erläuterungen

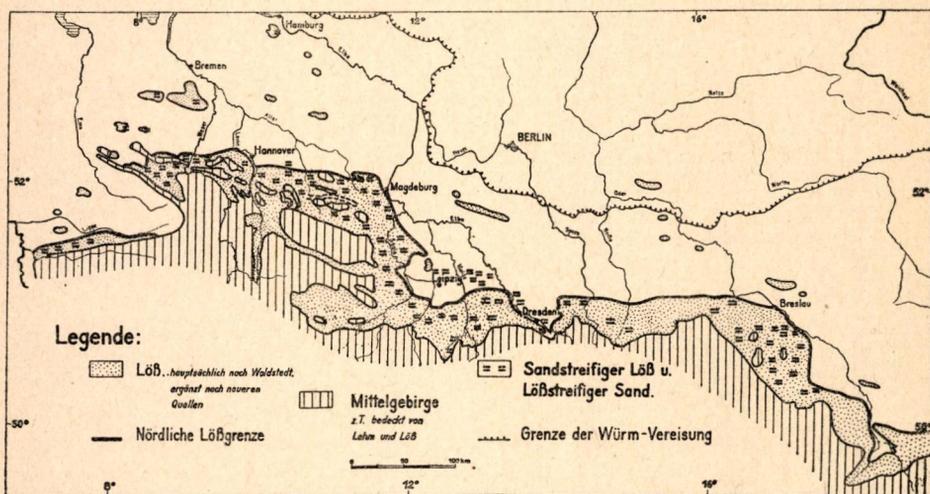


Abb. 2: Die nördliche Grenze geschlossener Lößverbreitung in Mitteleuropa (hauptsächlich nach P. Woldstedt) und die bekannten Vorkommen sandstreifigen Lößes und lößstreifigen Flugsandes.

zur geologischen Spezialkarte sehr oft erwähnt und in der sonstigen Literatur gelegentlich beschrieben (3, 33, 80, 71, 14), ist ihre Bedeutung für das Phänomen der nördlichen Lößgrenze doch noch nicht gewürdigt worden. Mit der Schichtigkeit des Lößes, die oftmals im Mittelgebirge und am Mittelgebirgsrande namentlich in unteren Profilteilen beobachtet wurde und dadurch charakterisiert ist, daß eindeutig sandig-steiniges Material zu Schichten in den Löß geschwemmt wurde, hat sie nichts zu tun, ebenso wenig mit dem „Fließlöß“, über den H. FREISING auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in München im September 1950 berichtete, und der genetisch m. E. als Schwemmlöß aufzufassen ist.

Die Streifigkeit ist zwar auch mehrfach und besonders in der älteren Literatur mit Wasserwirkung in Zusammenhang gebracht worden; doch ist von dieser Deutung in der jüngeren Literatur zugunsten einer Erklärung durch Wind Abstand genommen (3, 4, 74, 14, 38). Zumal in der Ebene und bei vielfach gänzlich horizontaler Lagerung von ebenso homogenen Löß- wie Sandstreifen ohne die Merkmale einer Schwemmschichtung im kleinen kann die Streifigkeit von Löß und Sand nur als äolisch bedingt angesehen werden und als durch wechselnde Windstärke hervorgerufen. Bei gleichzeitigem, aber räumlich getrenntem Absatz von Lößstaub und Flugsand gehörte ein und derselbe Ort je nach den waltenden Windstärken mal dem Bereich der Lößablagerung, mal dem Bereich der Sandablagerung an. Das heißt mit anderen Worten, daß die Lößgrenze als oberflächliche Trennungslinie der beiden Bereiche fein- und grobkörniger Bildungen in der ganzen Zeit, da diese Ablagerungen erfolgten, nicht fest lag, sondern in gewissen Grenzen im ganzen oder in Teilen ihrer Länge pendelte, dabei offenbar aber den Rand des Mittelgebirges nach Süden nicht oder nur selten überschritt, da gleichartige Lößstreifigkeit hier nicht so oft vorzukommen scheint. Dies aus der Streifigkeit erschließbare Pendeln der Lößgrenze, gleichbedeutend mit dem Wechsel der den äolischen Transport bewirkenden Windstärken, gibt wohl einen sehr wesentlichen Einblick in den Charakter der Lößgrenze und auch in den Vorgang ihrer Bildung. Es lehrt vor allem, daß die Lößgrenze keine linienhafte Erscheinung ist, sondern mehr einer Grenzzone entspricht, und daß ferner die heutige Lößgrenze gewissermaßen nur das erstarrte Momentbild eines vorher lebendigen Etwas aus dem Schlußakt des großen vorzeitlichen äolischen Kräftespiels darstellt.

Die Mächtigkeit des Lößes ist entlang der Lößgrenze im allgemeinen sehr gering, mißt in der Regel um einen Meter und verdünnt sich oft namentlich in nördliche Richtungen hin zu einem oberflächlichen Schleier. Nur gegen das Mittelgebirge ist im allgemeinen ein Wachsen der Mächtigkeiten zu konstatieren. Das lehrt besonders gut die Karte von H. WORTMANN (91). Ganz ähnlich verhält es sich mit den sandigen Ablagerungen, nur im umgekehrten Sinne; ihre Mächtigkeiten wachsen mehr mit dem Abstand von der Lößgrenze nach außen. Die größten Lößmächtigkeiten werden in den Talungen erreicht, die vom Mittelgebirgsrand nordwärts führen, und in diesen Talungen wieder — genau wie beim Löß des Mittelgebirgsbereiches — mehr auf den nach Ost als auf den nach West schauenden Hängen. In Schlesien sind, so im Lößgebiet von Trebnitz, oftmals auch die nach Ost bis Süd gekehrten Tal- und Berghänge stärker lößbedeckt (71). Diese einseitige Bevorzugung bestimmter Auslagen durch die Lößablagerung, die im angedeuteten Sinne auch in den Bereichen der Flottlehm- und Flottsandinseln vor der Lößgrenze wiederkehrt (42, 14, 91), ist zwar allgemein bekannt, verdient aber für die Fußzone des Mittelgebirgsrandes im Hinblick auf die zu erörternde Frage des Lößwindes besondere Hervorhebung.

Der Verlauf der Lößgrenze im ganzen, wie er aus den Karten Abb. 1, 2 und 3 ersichtlich wird, zeigt eine auffallende Anlehnung an den Außenrand des Mittelgebirges. Liegt die Grenze auch nicht unmittelbar am Fuße des Gebirges, sondern im schwankenden Abstand von 10 bis 70 km davor, so spiegelt sie aber doch von Flandern im Westen bis zum Anfang der russischen Tafel im Osten jeden Richtungs- und Lagewechsel des Gebirgsrandes getreulich wider. Mehrere Autoren (34, 37, 90, 91, 110) haben bereits auf diese bemerkenswerte Beziehung hingewiesen und haben z. T. je nach den vertretenen Ansichten über die den Lößtransport und die Lößablagerung beherrschenden Windverhältnisse dem Gebirgsrand Stauwirkung bei der Annahme von nördlichen bis östlichen Winden (34, 37, 61) oder Windschattenwirkung bei der Annahme von westlichen Winden (90) zugeschrieben. Diese gegensätzliche Schlußfolgerung aus gleichem Sachbefund legt deutlich genug dar, daß aus der geologisch-morphologischen Situation heraus lediglich die Feststellung getroffen werden kann, daß der Gebirgsrand wohl sehr wahrscheinlich einen nachdrücklichen Einfluß auf Lage und Verlauf der Lößgrenze gehabt habe. Die Rolle, die er aber dabei spielte, läßt sich jedoch erst nach Einbeziehung auch anderer Erkenntnisse in die Erörterung erfassen.

Eine weitere, wenigstens teilweise Beziehung scheint der Verlauf der Lößgrenze auch zu den größeren, aus dem Mittelgebirge heraustretenden Flußtalern zu haben. Verfolgt man die Lößgrenze über Deutschland von Westen nach Osten, so zeigt sie an einigen Stellen ein sehr charakteristisches, stets bogenförmiges Absetzen aus einer jeweils nördlicheren Westostlage zu einer südlicheren Westostlage. In den nordöstlich gerichteten Ausbuchtungen hört die Lößfläche jeweils an breiteren Talungen auf; so auf längere Strecke am Leinetal oberhalb und unterhalb von Hannover, besonders gut erkennbar in der Karte von H. WORTMANN (91), ausreichend erkennbar in den Karten Abb. 2 und 3, an der Elbe bei Magdeburg, an der Elbe bei Dresden und an der Oder bei Breslau sowie an der südnördlichen Laufstrecke der Glatzer Neiße. Auf dem Gegenufer fehlt an diesen Stellen der Löß, sind aber vielfach sandige Ablagerungen vertreten. Es sind, wie gesagt, nur gewisse Fälle, wo die Lößverbreitung in der geschilderten Weise durch Täler unmittelbar begrenzt wird, und immer handelt es sich um breitere Talungen von einer mehr südnördlichen, gewöhnlich südostnordwestlichen Richtung. Bei schmaleren Tälern dieser Richtungen und Tälern westöstlicher Erstreckung sind gleiche Beziehungen nicht vorhanden. R. GRAHMANN (34) hat den Zusammenhang zwischen Lößgrenze und Tälern in umgekehrter Richtung verfolgt und spricht unter Anführung gleicher Beispiele von einem Vorspringen der Lößgrenze nach Norden westlich der Flüsse. Es ist aber nicht gleichgültig, wie der Sachverhalt gesehen und geordnet wird. Bei der einen Weise drängt sich mehr der Eindruck auf, als seien die Talstrecken, an die der Löß von Westen herantritt und dann aufhört, Leitlinien einer Verkleinerung des Lößraumes nach Süden gewesen, bei der anderen Weise, als hätten sie Leitlinien einer einseitigen Ausdehnung des Lößraumes nach Norden abgegeben. Je nachdem die eine oder andere Ordnungsweise nur allein zur Anwendung kommt, wird die Suche nach einer Deutung von vornherein auch allein auf eine ganz bestimmte Bahn gelenkt. Man muß aber beide Möglichkeiten sehen und in Erwägung ziehen.

## II. Das Alter der nördlichen Lößgrenze und das Alter der sie begleitenden äolischen Ablagerungen

Nachdem sich die nördliche Lößgrenze als ein klimatisch-morphologisches Phänomen vorzeitlichen Charakters erwies, setzt ihre Erklärung eine möglichst

genaue Kenntnis des Klimas ihrer Bildungszeit voraus. Diese kann ihrerseits aber nur erst nach genauer klimageschichtlicher Einordnung der Lößgrenze gewonnen werden. Der Weg dazu führt über die Datierung der die Lößgrenze begleitenden äolischen Ablagerungen, wobei die allerdings berechtigte Prämisse gemacht wird, daß die Lößgrenze seit ihrer Bildung nurmehr geringfügige Veränderungen erfuhr und sich sonst mit ihren ursprünglichen wesentlichsten Zügen bis auf die Gegenwart erhielt.

Entlang seiner Nordgrenze ist der Löß insofern homogen, als er bei seiner geringen Mächtigkeit meist durch und durch verlehmt ist und keinerlei gliedernden Horizont in sich aufweist, der auf eine langzeitige Unterbrechung der Lößablagerung und eine Gliederung in einen unteren älteren und einen oberen jüngeren Löß hinwiese. Den Löß derart gliedernde Horizonte wie die aus so vielen Profilen sonst bekannten Verlehmungszonen stellen sich erst mit Abstand von der Lößgrenze, mit Annäherung an das Mittelgebirge selbst bei größeren Mächtigkeiten ein. Der Löß entlang seiner Nordgrenze ist also überall und in ganzer Masse gleichaltrig und entspricht, wie im Gelände durch Profilvergleiche leicht feststellbar, dem jüngsten obersten Löß der mächtigen, gegliederten Profile. Mit diesem jüngsten normalen Löß gleichaltrig sind auch die übrigen, der Lößgrenze benachbarten äolischen Ablagerungen, die Groblöße, die Gemengelöße und Flugsande, auch der Flottlehm und Flottsand in den inselhaften Vorkommen vor der Lößgrenze. Diese Bildungen treten nirgends in einem Übereinander als altersunterschiedliche Serien auf, sondern immer nur in einem Nebeneinander mit Verzahnungen und fließenden Übergängen. Sie entsprechen somit lediglich faziellen Unterschieden einer Formation. Diese Feststellungen wurden schon in den älteren Erläuterungen zu den schlesischen und sächsischen geologischen Spezialkarten gemacht und sind dann vor allem seit den Angaben von H. BREDDIN (3, 4, 5) über die Beziehungen zwischen dem jüngeren Löß und den Flugsanden am Niederrhein so oft durch Beobachtung wieder erhärtet worden (33, 34, 14, 89, 91-96, 108, 109), daß das Ergebnis über jeden Zweifel erhaben ist. Die Datierung der einen Ablagerung bedeutet somit zugleich die Datierung der andern und zugleich auch die Datierung der Lößgrenze.

Bezüglich des jüngeren Lößes ist die allgemeine und namentlich von SOERGEL (74) begründete Lehrmeinung (87, 44), daß seine Bildung in der Phase des vorrückenden Inlandeises begonnen habe, aber erst in der Phase des Eishochstandes zur vollen Entfaltung gelangt sei. Der jüngere Löß gilt danach als hauptsächlich hochglazialen Alters. Daneben sind von einzelnen Autoren bis in die jüngste Zeit aber auch andere Ansichten geäußert worden, so beispielsweise von H. BREDDIN (3, 4, 5), der eine Fortdauer der Lößbildung bis ins Spätglazial annimmt, oder von L. ZUR MÜHLEN (53) und W. WEISSERMEL (82), die auf Grund geologischer und auch klimageschichtlicher Erwägungen die Lößbildung sogar ganz ins Spätglazial legen, d. h. in die Phase des Eistrückganges. Dieser Hinweis mag genügen anzudeuten, daß es auch im Hinblick auf den jüngeren Löß trotz des umfangreichen bezugnehmenden Schrifttums immer noch ein Datierungsproblem gibt.

Zu den bisher üblichen Methoden der Datierung ist durch die in neuerer Zeit sehr fortgeschrittene Erforschung glazialklimatisch bedingter Vorzeitformen eine neue hinzugefügt worden, die an die im Boden erhaltenen Kennformen für einstigen Dauerfrostboden anknüpft, d. h. an die Löß- oder Lehmkeile und den Würge- und Taschenboden. Diese Methode ist im besonderen geeignet, von den am Aufbau dieser Formen beteiligten Ablagerungen die klimageschichtliche Stellung erkennen zu lassen (65). Die genannten Kennformen haben erst

kürzlich von mir eine klimageschichtliche Auswertung erfahren, aus der hervorging, daß der durch sie gekennzeichnete einstige Dauerfrost aus Mittel- und Westeuropa zur gleichen Zeit verschwand, da ein spätglaziales Klima die Auflösung des Inlandeises in Norddeutschland und den Rückzug desselben von seinem maximalen Stand einleitete (62, 64). Der sprechendste Beweis dafür ist das Fehlen der Kennformen für Dauerfrostboden im Bereich der Jungmoränenlandschaft. Wo sie aber vorhanden sind, d. h. außerhalb des Jungmoränenbereichs, stellen sie als meist deutlich entwickelter Horizont eine für Mittel- und Westeuropa sehr verlässliche früh- und hochglaziale Bezugsmarke dar zur Alterbestimmung benachbarter Ablagerungen. Das gleiche kann auch von den den genannten Kennformen gleichaltrigen Solifluktionshorizonten gesagt werden.

Nachdem am Aufbau dieser Kennformen, wie hinlänglich bekannt, oft auch jüngerer Löß entweder als Grundmasse von Lehm- bzw. Eiskeilen oder als mitverknnetetes Material von Würge- oder Taschenböden beteiligt ist (40, 75, 72, 29, 79), ergibt sich als absolut sicher, daß die Lößbildung im Dauerfrostbodenklima, d. i. im Früh- und Hochglazial, im Gange war. Gleiches ist zu folgern aus der mehrfach aus dem Mittelgebirge mitgeteilten gelegentlichen Durchmischung von jüngerem Löß und würmeiszeitlichen Wanderschuttmassen. Andererseits bieten sich aber auch ebenso zahlreiche Profile dar, in welchen der Löß in größerer Mächtigkeit und primärer Lagerung die Kennformen für Dauerfrostboden oder fossile Schuttströme überdeckt und gar keinen oder nur sehr geringen Anteil an ihrem Aufbau nimmt, wonach seine Ablagerung an diesen Stellen nur nach Abschluß des Dauerfrostbodenklimas erfolgt sein kann. Ich habe an anderer Stelle bereits Hinweise auf solche Profile gegeben (65) und beschränke mich auch hier auf nur einige Beispiele.

Soweit es Lößdecken über fossilen Wanderschuttmassen betrifft, so sind diese im Mittelgebirge oft nur an ihrer Basis eine geringe Mischung mit den Schuttmassen eingegangen. PASSARGE (57) beschreibt derartige Profile aus dem Bereich des Meßtischblattes Stadtrenda, F. BERGER (1) aus der Glatzer Gegend und M. RICHTER (66, 67) von den Gehängen im Niederrheingebiet. Ich selbst beobachtete das Übergreifen primär und ungestört gelagerten Lößes über vorzeitlichen Gehängeschutt erst vor einiger Zeit wieder am Südfuße des Taunus im Übergang des Gebirgshanges zum flachen Boden der Homburger Bucht. Wichtiger erscheinen mir noch Profile aus dem Eichsfeld, wo bei größerer Lößmächtigkeit über Wanderschutt die Lößpartie zwischen einer basalen Mischungszone und einer oberflächlichen Verlehmungszone mit eindeutig fossiler Röhrenstruktur ausgestattet war, deren Erhaltung nur denkbar ist, wenn die betreffenden Lößpartien erst nach Abschluß der Solifluktion und der mit Dauerfrost verbundenen besonders stark frostdynamischen Vorgänge zum Absatz gelangten. Grundsätzlich ähnliche Feststellungen machte KRUMMBECK (49) an Löß über Solifluktionmaterial in der Gegend von Regensburg, die die gleiche Schlußfolgerung gestatten. Dasselbe gilt von den Beobachtungen von W. RÜHL (68) aus dem Vogtland, wo er über würmeiszeitlichem Gehängeschutt einen Löß fand, dessen Gehalt an Schneckenschalen in den unteren Lagen offenbar durch Solifluktion stark zerrieben, in den oberen Lagen aber gut erhalten ist, was ebenfalls nur so erklärt werden kann, daß die oberen Lagen erst zur Bildung kamen, als die Solifluktion bereits zur Ruhe gekommen war. H. R. v. GAERTNER betonte in mündlicher Mitteilung, durch seine noch unveröffentlichte Kartierung am südlichen Solling zu dem Ergebnis gekommen zu sein, daß hier der jüngere Löß sogar ganz vorwiegend erst nach der Solifluktion zum Absatz gelangte.

Noch sprechender als diese Beziehungen sind die zwischen Löß und Lehmkeilen. E. BRAND (2) beschreibt aus der Gegend von Aschaffenburg einen Lehmkeil, der oben mitsamt seiner Lehmausfüllung — offenbar durch einen Abtragungsvorgang — nahezu messerscharf abgeschnitten ist; über der so markierten Grenze liegt jüngerer Löß. Aus der Tongrube von Bilshausen im Eichsfeld brachte ich einen Lehmkeil zur Darstellung, der von jüngerem Löß erfüllt und von jüngerem Löß überlagert war. Letzterer zeigte in seinen unteren Partien Sackungerscheinungen in Richtung auf das Keilinnere, die entstanden sein dürften, als der Löß von oben an die Stelle des ausschmelzenden Eiskeiles trat. Die jüngsten Lößpartien über diesen Sackungerscheinungen befanden sich aber in völlig normaler ungestörter Lagerung, was besagt, daß sie zum Absatz kamen, als die Ausschmelze des früheren Eiskeiles und die Lehmausfüllung der recht breiten und tiefen Spalte bereits beendet war. Ganz ähnliche Feststellungen hatte vorher schon H. GALLWITZ (29) an einem Lehmkeil in der Nähe von Dresden gemacht und daran in bezug auf das Verhältnis von Dauerfrostbodenzeit und Lößbildungszeit auch die grundsätzlich gleichen Überlegungen geknüpft, indem er sie mit dem Satz interpretiert: „Während SOERGEL geneigt ist, das Spaltenwachstum die Lößbildung überdauern zu lassen, hält in diesem Falle die Lößsedimentation länger an als die Spaltenbildung.“

Alle diese Beispiele lassen wohl keinen Zweifel über das Alter des jüngeren Lößes. Seine Bildung begann in der Phase des vorrückenden Eises und der Entwicklung eines Dauerfrostbodens und dauerte bis in die Phase des Eiszerfalls in Norddeutschland, als der Dauerfrost wieder geschwunden und auch die Solifluktion im wesentlichen zur Ruhe gekommen war. Die obere Zeitgrenze war, wenn nicht schon früher, wohl mit der ersten Wiederbewaldung Mitteleuropas gegeben. Die Lößbildung wäre danach klimatisch-morphologisch gesehen ein mehrzeitlicher Vorgang gewesen in dem Sinne, daß er sich über einige Phasen unterschiedlicher, aber doch irgendwie verwandter Klimate hinzog, wobei es noch in der Endphase zur Bildung größerer Lößmengen kam mit Mächtigkeiten bis zwei Meter und mehr. Zu einer solchen Datierung der Lößbildung bis ins Spätglazial ist man jüngst auch in anderen europäischen Gebieten gelangt. In der Gegend von Straßburg hat J. TRICART (107) an mehreren Stellen spätglazialen Löß nachgewiesen. Am südfranzösischen Löß im Rhonetal haben CAILLEUX, JOURNAUX, MICHAUD, TRICART und ich durch gemeinsames Studium eines mehrere hundert Meter langen Lößaufschlusses westlich Valence gleiche Vorstellungen gewonnen, über die in späterer Veröffentlichung berichtet werden wird. In NW-Frankreich ist spätglazialer Löß von J. TRICART und mir im Gebiet des Huisne-Tals gefunden worden (102). In Ungarn hat BULLA (6) für ein großes Gebiet das spätglaziale Alter jüngeren Lößes nachgewiesen, und für den nordamerikanischen jüngeren Löß liegt ein entsprechendes Urteil von H. T. U. SMITH und H. J. FRASER (76) vor.

Dies zwar ausschließlich an Profilen aus dem Mittelgebirge gewonnene Datierungsergebnis läßt sich ohne weiteres auch auf den Löß an der Lößgrenze anwenden. Nachdem dieser, wie zu Anfang des Kapitels ausgeführt, überhaupt jüngster Löß ist, muß er nach allem spätglazialen Alters sein, was entsprechend auch für die ihm gleichaltrigen Gemengelöße, Flottlehme und Flugsande gilt.

Für Holland steht das nach den neuesten Ergebnissen der geologischen, morphologischen und pollenanalytischen Forschung außer Zweifel. Zu nennen sind vor allem die Arbeiten von R. D. CROMMELIN (92), J. C. van DOORMAAL (93), C. H. EDELMAN (94—96), A. P. VINK (108), O. de VRIES (109) und H. W. NELSON & T. v. d. HAMMEN (99). Für Norddeutschland ergibt sich eine weitere Klärung der Altersfrage auf folgendem Wege.

Die Ablagerungen längs der Lößgrenze, der normale Löß sowohl wie der Gemengelöß und der Flugsand, werden in sehr bezeichnender Weise gegen die Tiefe durch eine Steinsohle abgeschlossen. Diese ist wechselnd dicht, aber meist ganz deutlich entwickelt und oft von Windkantern durchsetzt. Ihre Verbreitung ist in Abb. 3 festgehalten, deren Angaben zu einem kleinen Teil auf eigenen Beobachtungen und freundlichen Mitteilungen von Kollegen beruhen, zum größten Teil der Literatur und insbesondere den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte entnommen sind. Die Lücken in der Karte besagen nicht allgemein das Fehlen der Steinsohle, sondern hauptsächlich den Mangel mitgeteilter Beobachtungen. Die Verbreitung der Steinsohle ist dadurch gekennzeichnet, daß sie im Süden in einigem Abstand vom Mittelgebirgsrand aufhört, sich dagegen nach außen hin unter allen äolischen Ablagerungen fortsetzt und dabei nordwärts auch die Südgrenze der letzten Vereisung überschreitet. Ihre Unterlage besteht infolgedessen aus dem verschiedensten Material, in der Hauptsache jedoch aus fluvioglazigenen Sanden und Geschiebelehm. Die Verbreitung dieser Steinsohle ist so groß, daß ein so guter Kenner wie R. GRAHMANN, befragt nach dem Vorkommen unter Löß in Sachsen, sagen konnte, daß er sie praktisch überall getroffen habe.

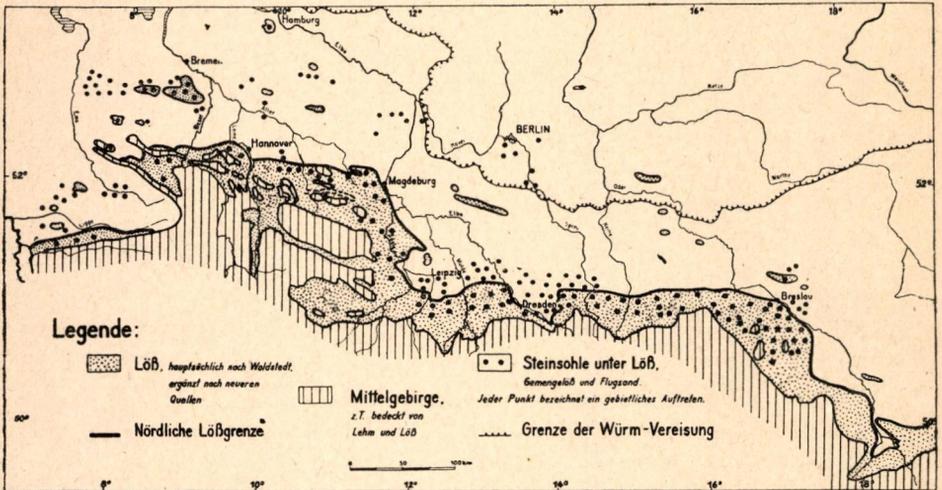


Abb. 3: Die nördliche Grenze geschlossener Lößverbreitung in Mitteleuropa (hauptsächlich nach P. Woldstedt) und die bekannten Vorkommen der Steinsohle unter Löß und Flugsand.

Diese Steinsohle ist gelegentlich als periglaziales, frostbedingtes Pflaster gedeutet worden. Es mag sein, daß eine derartige Erklärung lokal mal zutrifft (19, 20); auf das ganze Steinsohlenphänomen des Tieflandes ist sie jedoch nicht anwendbar. F. DEWERS (15, 17) hat schon zu bedenken gegeben, daß sich unter Annahme des Frostes als Sortierungskraft keine Steinsohle über Sand habe bilden können, weil der Frost im steinigen Sand keine Materialsortierung im Sinne einer Steinanreicherung an der Oberfläche zu bewirken vermag. Die Windkanter in der Steinsohle lassen diese denn m. E. auch genugsam als Deflationssohle erkennen, ohne daß es nötig wäre, noch eine andere Kraft als den Wind zur Deutung heranzuziehen. Dies ist auch die übliche und allgemein vertretene Erklärung.

Nicht ganz gesichert ist aber die meist damit verknüpfte Vorstellung von einer periglazialen Deflationssohle, entstanden im Früh- und Hochglazial im Bereiche vor dem Eisrande, also zur Zeit, da hier noch Dauerfrostboden herrschte. Würde nämlich die Steinsohle in dieser Zeit, deren Windverhältnisse sehr wohl dazu geeignet gewesen wären, gebildet worden sein, dann müßte sie als Folge der damaligen starken frostdynamischen Vorgänge im Boden zumindest auf dem frostempfindlichen Geschiebelehm feinerer Ausbildung den hier häufigen Erscheinungen der Kryoturbation und Solifluktion doch mal einbezogen sein; aber ein solcher Fall ist mir weder durch die Literatur noch durch die Beobachtung bekannt geworden. Es gibt zwar häufige Störungen der Steinsohlen von der Art einer unregelmäßigen Verschiebung einzelner oder mehrerer Steine nach oben oder unten, und das besonders bei geringmächtiger Deckschicht; aber das sind, wie F. DEWERS (13, 15) und auch etliche Erläuterungen der geologischen Blätter mit Recht hervorheben, durch Baumwurzeln, Wühltiere und vor allem Feldbestellung nachträglich verursachte Störungen. Wo die Steinsohle dagegen in einem Profil seitlich an einen Würge- oder Taschenboden oder an eine Solifluktionsmasse herantritt, schneidet sie diese Erscheinungen in glattem Durchlauf ebenso diskordant wie das übrige Liegende. Die Abb. 4 gibt ein Beispiel dafür, und zwar eine Beobachtung, die von H. WORTMANN ohne die Kenntnis des Verwendungszweckes und somit völlig unvoreingenommen gemacht wurde. Die Situation läßt kaum eine andere Auslegung zu als die, daß die Steinsohle als ein durch frostdynamische Vorgänge nicht mehr beeinflusster Deflationshorizont erst zur Bildung kam, als das hochglaziale Klima mit dem Dauerfrostboden, der Kryoturbation und der intensiven Solifluktion durch ein anderes abgelöst war. Das Übergreifen der Steinsohle über den einstigen Eisrand nach Norden bekräftigt diese Schlußfolgerung.

Wenn nun die Steinsohle erst spätglazialen Alters ist, können auch die sie überlagernden Deckschichten von Löß, Gemengelöß und Flugsand und die von

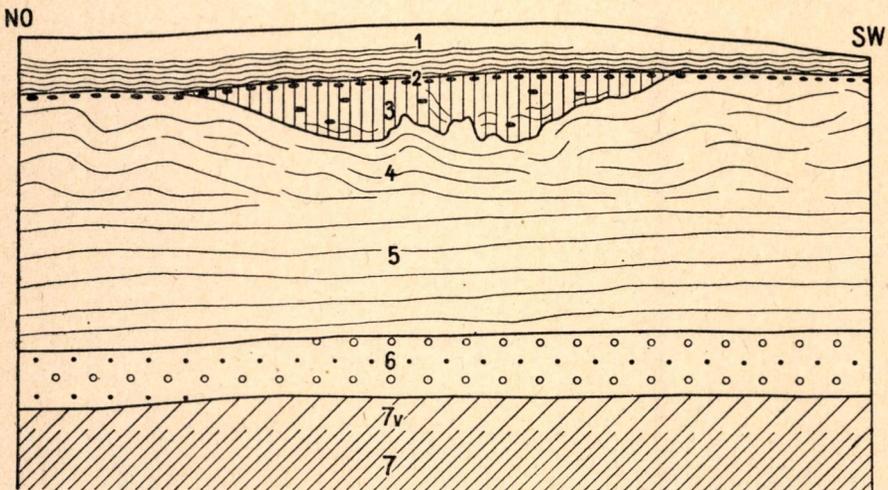


Abb. 4: Aufschluß Tongrube Ziegelei Zollverein, Gelsenkirchen-Rotthausen, Südwand. Nach H. WORTMANN. — 1 = Jüngerer Löß, 2 m, oben ungeschichtet, unten sandstreifig; 2 = Steinsohle; 3 = Geschiebelehm, stark verwürgt mit 4; 4 = Älterer Löß, verwürgt, bis 2 m; 5 = Älterer Löß, ruhig geschichtet, 2 m; 6 = Schotterrasse der Emscher, 1,3 m; 7v = Stark verwitterter Emschermergel, 1 m; 7 = Emschermergel, mehr als 2 m.

diesen bestimmte nördliche Lößgrenze nicht älter als frühestens spätglazial sein. Dieses Ergebnis wird besonders noch erhärtet durch jene Flottsandablagerungen und Lößbildungen, die innerhalb des Bereiches der Weichselvereisung von B. DAMMER (11) im östlichen Brandenburg, von E. SCHÖNHALS (104) auf Rügen und von K. KRUMINS (97) und E. SCHÖNHALS (105) in Lettland festgestellt wurden. Die nördliche Lößgrenze kann somit nach allem als klimatisch-morphologische Erscheinung nur aus den Klimaverhältnissen des Spätglazials gedeutet werden.

Durch diese auf mehrerlei Weise erlangte und eben dadurch auch besonders gesicherte Datierung rückt entgegen bisheriger Auffassung die Bildung des jüngsten Lößes und der Lößgrenze zeitlich zusammen mit der Bildung der vorzeitlichen Flugsand- und Binnendünenfelder Mittel- und Westeuropas; denn auch diese sind spätglazialer Entstehung, wie sich auf Grund zahlreicher morphologischer, geologischer, moorstratigraphischer, pollenanalytischer und prähistorischer Befunde hatte nachweisen lassen (65)<sup>1)</sup>. Die äolischen Vorgänge, die zu ihrer Bildung führten, begannen schon im Hochglazial, schwollen aber erst im Spätglazial zur dominierenden Erscheinung im morphologischen Kräftespiel an. Was sich zuvor nur erst vermuten ließ (65), nämlich, daß Binnendünenbildung und jüngste Lößbildung sich ergänzende und eine bestimmte Klimaphase gemeinsam charakterisierende Vorgänge seien, hat sich somit bestätigt. Diese zeitliche Zusammengehörigkeit beider ist wichtig für die Rekonstruktion des spätglazialen Klimas und insbesondere für die Erörterung der Frage des Lößwindes.

### III. Das spätglaziale Klima

#### a) Die Frage der Erschließbarkeit des Lößwindes aus der Verbreitung und Herkunft des Lößes

Die Rekonstruktion jener Windverhältnisse, unter welchen sich einst der Transport des Lößes und die Bildung der Lößgrenze vollzogen, ist oft und mit den verschiedensten Mitteln versucht worden. Besonders häufig wurde dabei von einem mehr oder weniger vorgefaßten Bild von der früheren Luftdruckverteilung ausgegangen, die man sich in erster Linie gekennzeichnet dachte durch eine weithin wirksame Antizyklone über dem Inlandeis. Aus ihr wurden nördliche bis östliche Winde als Lößbringer abgeleitet und versucht, die heutige Lößverbreitung damit in Einklang zu bringen. Zahlreiche Arbeiten und darunter auch die wichtigsten Handbücher enthalten diese Gedanken. Aber abgesehen davon, daß die jüngeren Erfahrungen über die Luftdruck- und Windverhältnisse über den rezenten Inlandeisdecken Grönlands und der Antarktis dazu mahnen, die Wetter- und Klimawirksamkeit der Antizyklone über dem einstigen europäischen Inlandeis nicht zu überschätzen (32, 18), und abgesehen auch davon, daß jüngere Forschung auf wesentlich konkreteren Grundlagen auch für größere Teile des eisrandnahen norddeutschen Tieflandes ebenso wie für den größten Teil Mittel- und Westeuropas zur Feststellung von westlichen Winden während des Hochglazials kam (63, 64, 46), ist doch jene Rekonstruktion nicht auf die Bildung der Lößgrenze anwendbar, weil sie das Hochglazial betrifft, die Lößgrenze aber erst im Spätglazial endgültig geformt wurde, mithin zu

<sup>1)</sup> Hinweisen möchte ich hier auf einige mir inzwischen noch bekannt gewordene Arbeiten von R. GRAHMANN (35, 36) und E. WERTH (83), in welchen mit geologischen, bodenkundlichen, pollenanalytischen und prähistorischen Mitteln ebenfalls schon das spätglaziale Alter der großen Binnendünen erwiesen wird.

einer Zeit, da sich der Einfluß des Inlandeises auf das Klima Mitteleuropas zunehmend verminderte oder aufhörte.

Andere Versuche, die einstigen Lößwinde zu erschließen, gingen von der ungleichseitigen Verteilung des Lößes aus, von der in Mitteleuropa als Regel zu konstatierenden größeren Häufigkeit und auch größeren Mächtigkeit des Lößes auf den westlichen Tal-, bzw. östlichen Berghängen. Dieser Sachverhalt hat aber zu sich gänzlich widersprechenden Schlußfolgerungen geführt. Etliche Forscher sprachen von vornehmlich luvseitiger Lößablagerung und schlossen auf Winde östlicher Richtung wie in jüngerer Zeit noch L. ZUR MÜHLEN (53) für Schlesien, andere sprachen aus Wahrscheinlichkeitsgründen und z. T. unter Hinweis auf analoge Ablagerungsverhältnisse beim Schnee von leeseitig bevorzugter Ablagerung und schlossen, wie erst kürzlich noch WOLDSTEDT (90) und KLUTE (46), auf westliche Winde. Eine dritte Gruppe, dazu auch GRAHMANN (34, 37) gehörig, hat eine vermittelnde Stellung inne und nimmt für flache Reliefauftragungen, wie auch für den Mittelgebirgsrand eine luvseitige, für steile Reliefunterschiede aber auch eine leeseitige Ablagerung an. Jede Gruppe hat gute Gründe für ihre Ansicht. Aber die Gegenüberstellung ihrer aus gleichem Sachverhalt erschlossenen Ergebnisse lehrt, daß dieser Weg der Rekonstruktion der Lößwinde nicht verlässlich ist und auch solange nicht mit sicherem Erfolg beschriftet werden kann, als es an wirklich exakten Studien über die Frage der luv- oder leeseitigen Lößablagerung in rezenten Lößgebieten als Hilfsmittel zur Entschleierung der vorzeitlichen europäischen Verhältnisse fehlt.

Es ist ferner versucht worden, aus der Lagebeziehung von Lößablagerungsgebiet und Lößherkunftsgebiet auf den Lößwind zu schließen. OLBRICHT (56) und CZAJKA (10) haben das z. B. für Einzelfälle in Schlesien gemacht. Im allgemeinen führt aber auch dieser Weg nicht zu sicheren Ergebnissen, da die bekannte Gleichartigkeit des Lößes hinsichtlich seiner chemischen und physikalischen Eigenschaften es nicht möglich macht, aus diesen Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial und damit auf den Herkunftsort zu ziehen. Auch gewisse regionale Unterschiede des Kalkgehalts im Löß ändern daran nichts, eher schon der unterschiedliche Inhalt des Lößes an Schwermineralien. EDELMANN (22, 96) und nach ihm einige weitere holländische Forscher haben wie für andere Ablagerungen so auch für den niederländischen Löß Schwermineral-Provinzen aufgestellt und nach ihrem Inhalt Angaben über die Herkunft des Materials erstrebt; mit Erfolg besonders in den jüngeren Arbeiten (96). Aufs Ganze gesehen, ist die Frage nach der Herkunft des Lößes aber noch zu unsicher beantwortet, als daß sich weiterführende Feststellungen über den Lößwind anbahnen ließen. Der Grad der Unsicherheit ist immerhin so groß, daß ein Forscher wie F. LOTZE (51) noch in allerjüngster Zeit die These kosmischen Ursprungs des Lößes vortragen konnte. Die Situation wird dadurch allerdings zu schwarz gezeichnet; denn nach den Beobachtungen von LAUTERBORN (50) über die Staubabgabe von Rheinterrassen und nach den kritischen Betrachtungen von R. GRAHMANN (34) zu dieser Frage darf es wohl als sicher gelten, daß die Hochflutabsätze der großen Flüsse eine besonders wichtige Quelle für Lößstaub waren, wie es auch nach den überzeugenden Feststellungen von A. DÜCKER (21) hinsichtlich der Körnungsverhältnisse in Strukturböden des Riesengebirges als sicher gelten darf, daß jeder unter glazialem Frostklima der Strukturbodenbildung und Kryoturbation anheimfallende Boden eine Quelle von Lößstaub abgeben konnte. Nur hat sich auch zwischen solchen Quellen und den Lößablagerungsgebieten noch nicht die Brücke schlagen lassen im Sinne einer Rekonstruktion der Lößwinde, und dies am allerwenig-

sten für die spätglazialen Lößwinde, deren Kenntnis wir hier zur Erklärung der nördlichen Lößgrenze ja vor allem benötigen.

Es wäre daran zu denken, Einblick in die einstigen Windverhältnisse durch Auswertung der in der Steinsohle sehr häufigen Windkanter zu erhalten, d. h. durch sorgfältige Einregelung der Windkanter in die Windrose. R. KLÖPPER teilte mir entsprechende Beobachtungen, angestellt zusammen mit Th. MÜLLER, aus der Gegend von Friesoythe (Oldenburg) mit, wonach an dieser Stelle auf W- bis WSW-Wind zu folgern wäre. Ich selbst machte ähnliche auf westliche Winde lautende Feststellungen südöstlich von Braunschweig; und O. TIETZE schildert in der Erläuterung zu Blatt Nimptsch in Niederschlesien eine für diese Lokalität auf SO-Wind weisende Windkantersohle. Derartige Unterschiede in den Windrichtungen für weit getrennte Gebiete brauchen an sich nicht falsch zu sein; doch ist die Zahl der Beobachtungen noch viel zu klein, als daß das einzelne Ergebnis schon als repräsentativ genommen werden dürfte. Ältere Beobachtungen sind größtenteils unbrauchbar, weil sie noch meist mit falschen Vorstellungen über die Entstehung von Windkantern verknüpft und nicht selten auch unter dem Blickwinkel einer Theorie gemacht wurden. Weitere Vermehrung unvoreingenommen angestellter Beobachtungen dürfte aber letztlich ein verlässliches Ergebnis in Aussicht stellen, das sich dann allerdings entsprechend der Lagerung der Steinsohle auf die Zeit unmittelbar vor Absetzung des jüngsten Lößes und des Flugsandes beziehen würde.

Ziehen wir das Fazit aus der gedrängten Übersicht dieses Abschnittes, dann lautet es so, daß der bisherige Stand der Forschung es noch nicht ermöglicht hat, aus dem Löß selbst, seiner Beschaffenheit und Verteilung oder auch aus der ihn unterlagernden Steinsohle mit Windkantern stichhaltige Aussagen über die einstigen Windverhältnisse zu machen. Es wird daher nötig sein, die Rekonstruktion der für die nördliche Lößgrenze maßgeblich gewesenen Winde auf eine andere Basis zu stellen. Hierfür bieten sich die gleichaltrigen Binnendünen an, indem gerade sie für die einstigen Windverhältnisse Zeugen ersten Ranges sind. Ihre Verbreitung wird durch die Karte Abb. 1 veranschaulicht. Indem diese Karte auch die Lößverbreitung zur Darstellung bringt, läßt sie die nördliche Lößgrenze als Scheide zwischen den zwei Bereichen der verschiedenen äolischen Ablagerungs- und Formengemeinschaften besonders deutlich hervortreten. Neben manchen Verzahnungen im Osten haben beide Bereiche in Mittel- und Westeuropa ihre bestimmten Schwerpunkte. Die Flugsand- und Dünenfelder sind ganz vornehmlich an das Tiefland gebunden, der Löß hingegen ganz vornehmlich an die Hänge und Hohlformen, gelegentlich auch die Flächen des Mittelgebirges.

#### b) Das spätglaziale Klima auf Grund der Binnendünen

Dem spätglazialen Klima habe ich bereits einige Untersuchungen gewidmet, z. T. gestützt auf die Flugsandfelder und Binnendünen (65, 100), z. T. gestützt auf die hoch- und spätglazialen Flußterrassen (101). Die Flußterrassen kennzeichnen das Spätglazial Mittel- und Westeuropas als eine Phase der Erosion, während der ziemlich geradzügige Taleinschnitte im Schotterkörper des Hochglazials der Flüsse und meist kurze Gehängetälchen an Stellen auch außerhalb der großen Talwege geschaffen wurden (52, 101). Die Flugsand- und Dünenfelder, der Löß und die Steinsohlen kennzeichnen dagegen das Spätglazial als eine Phase äolischer Vorgänge, die von großem Ausmaß weithin das Feld über West- und Mitteleuropa beherrschten und zweifellos das wichtigste Element unter den formenden Kräften ihrer Zeit waren. Sie weisen — scheinbar sehr gegensätzlich zu den fluviatilen Vorgängen — auf das Milieu eines trockenen, zumindest

niederschlagsarmen Klimas hin. Dennoch schließen sich beide, fluviatile und äolische Vorgänge, nicht gegenseitig aus. Die ausgesprochen kastenförmigen Talquerschnitte, die die Erosion schuf, zeigen eine ruckweise, d. h. betont periodische Wasserführung an, also eine Konzentration von Niederschlag und Erosion auf eine Jahreszeit (101). Die Lagebeziehung der Dünen- und Flugsandfelder zu den Tälern unterstreicht das. Diese liegen in Mitteleuropa bekanntlich ganz vornehmlich auf der Ostseite der großen Täler, besonders der Tieflandstäler, und nehmen, wie erst kürzlich wieder am Einzelbeispiel des Okertales dargelegt werden konnte (101), als Auflager der Talhänge in so enger Weise Anschluß an die spätglazialen Talwege, daß letztere völlig eindeutig als die einstigen Nährgebiete der Flugsand- und Dünenfelder hervortreten. Die Ausblasung von Sand aus den jetzt mit Auelehm bedeckten spätglazialen Schwemmschuttfluren der Täler war aber nur möglich, wenn diese Fluren während einer Zeit des Jahres gänzlich trocken lagen. Die Zeugen der fluviatilen und der äolischen Vorgänge ergänzen sich also dahin, daß sie das spätglaziale Klima Mittel- und Westeuropas zumindest im Hinblick auf die Niederschläge als extrem gegensätzlich in seinen Jahreszeiten, als wechsell trocken charakterisieren. Nun interessiert hier aber nicht die Gesamtheit dieses Klimas, sondern spezieller nur jene Jahreszeit, in der sich die äolischen Vorgänge und die Herausbildung der nördlichen Lößgrenze abspielten; und dies war, wie noch ersichtlich werden wird, der Sommer, auf den die weitere Darstellung beschränkt bleiben kann.

Von geringfügigen nachträglichen Veränderungen, die H. LOUIS und F. SOLGER schon behandelten, abgesehen, haben die vorzeitlichen Dünen ihre Grundformen und Haupteigenschaften bis auf den heutigen Tag bewahrt. Es sind schildförmige Sandhaufen, Wall- und Querdünen, Strich- oder Längsdünen und besonders Bogendünen von der Art der Parabel-, Haken- und Haldendünen. Aus ihren Eigenschaften kann die Richtung der früheren Dünenwinde erschlossen werden: 1. nach der Lage der Dünen zum Herkunftsgebiet ihres Sandes, 2. nach der Auslage ihrer Luv- und Leeseiten, 3. nach der inneren Schichtungsstruktur, 4. nach der Richtung der Öffnung und der Achsen der Bogen- bzw. Parabeldünen, 5. nach der Richtung der echten Strichdünen, 6. nach der Längsrichtung von Parabel- und Strichdünenfeldern, die in Mitteleuropa mit der Richtung der Parabelachsen bzw. der der Strichdünen zusammenfällt. Nach diesen Gesichtspunkten ist die Richtung der Dünenwinde für eine größere Zahl von Lokalitäten bestimmt worden, deren Namen an anderer Stelle bereits Erwähnung fanden (65).

Die gewonnenen Einzelergebnisse sind in der Karte Abb. 5 in Gestalt von Stationen mit Windpfeilen enthalten. Sie dürfen als klimatische Mittelwerte und wohl auch als Werte von besonders großer Häufigkeit und vielleicht sogar auch großer Konstanz gelten; denn der überaus eindrucksvoll einheitliche Aufbau der großen Dünenfelder im mittleren und östlichen Norddeutschland, in Polen und Ungarn durch ebenso einheitliche vorherrschende Dünentypen — Bogen- und Parabeldünen in den einen, Strichdünen in den anderen Gebieten — ist bei der leichten Mobilität des Sandes nur denkbar, wenn die Windrichtung im Laufe des Jahres oder zumindest in der der Dünenbildung günstigen Jahreszeit nicht allzu häufigen und großen Änderungen unterlag und möglichst konstant war. Stärkere Schwankungen der Windrichtungen würden, wie die schönen Beobachtungen von D. CARROLL (9) zeigten, die Mobilität des Sandes immer wieder angeregt und wesentlich unregelmäßigere Formen der Sandaufhäufung erzeugt oder gar auch Vergitterung verschiedener, abweichenden Windrichtungen entsprechender Dünensysteme hervorgerufen haben, wie sie aus rezenten Dünengebieten bekannt ist (24).

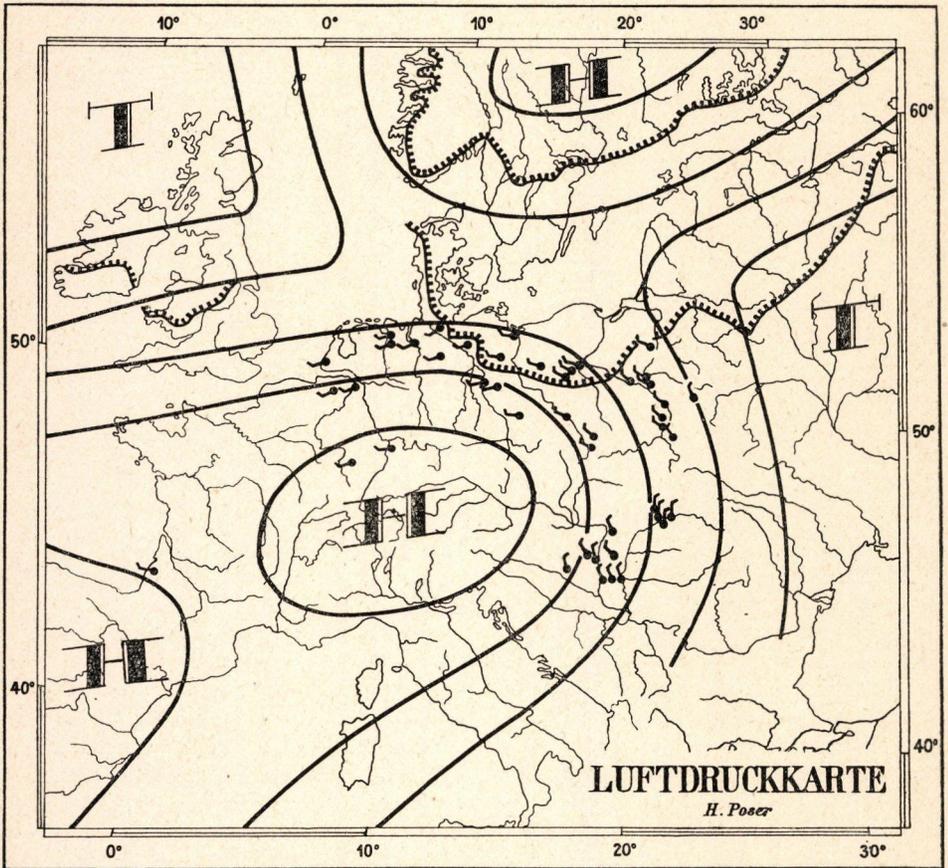


Abb. 5: Wind und Luftdruck im Sommer des Spätglazials (nach H. POSER, Naturwissenschaften, 1948, H. 10 und Erdkunde, 1950, Lfg. 1/2). Die Stationskreise geben die Lokalität, die Pfeile die aus den Vorzeitdünen erschlossene Windrichtung an. Die gezähnten Linien kennzeichnen die Eisrandlagen am Anfang und Ende des mitteleuropäischen Spätglazials.

In ihrer Summe ordnen sich die Einzelergebnisse in auffallender Weise zu einem Strömungsbild antizyklonalen Charakters. Die dieser Strömung zugrunde liegende Luftdruckverteilung (Abb. 5) ist mit Hilfe der Windrichtungen leicht zu rekonstruieren. Nachdem über Belgien, Holland und Teilen Nordwestdeutschlands im wesentlichen SW-Wind, im übrigen Norddeutschland W-Wind, in Polen WNW- bis NW-Wind und in Ungarn NW- bis N-Wind herrschte, muß über Mitteleuropa, d. h. rechts dieser Strömung ein Hoch gelegen haben (Abb. 5). Es kann dies wohl nur ein Ausläufer des Azorenhochs gewesen sein mit einem Kern über dem mittleren Mitteleuropa, dem über Spanien ein zweiter Kern folgte, angezeigt durch die eindeutig an den Dünen der Landes belegten westlichen Winde in Südwestfrankreich. Zweifellos war dies eine sommerliche Luftdrucklage; denn wenn schon unter den jetztzeitlichen Klimaverhältnissen eine Ausdehnung des Azorenhochs soweit in den Kontinent hinein im allgemeinen nur im Sommer vorkommt, so wird das im Spätglazial nicht anders gewesen

sein. Die Ausdehnung dieses Hochs bis nach Mitteleuropa bringt zum Ausdruck, daß die während des Hochglazials durch die Vereisung Nordeuropas bedingte Südwärtsverlagerung der Luftdruckgürtel im Spätglazial im wesentlichen schon wieder aufgehoben war.

Ein zweites Hoch zeigt die Karte Abb. 5 über Skandinavien. Es findet seine Begründung durch das hier im Spätglazial noch vorhandene und mit ziemlicher Mächtigkeit den größten Teil Finnlands, Schwedens und Norwegens bedeckende Inlandeis, dessen abkühlende Wirkung zweifellos zu einem Hoch Anlaß gegeben haben wird. Beide Hochdruckkörper, dieser nördliche und der mittel-westeuropäische, haben aber keinen Zusammenhang gehabt. Abgesehen davon, daß sie von gänzlich verschiedenen Luftmassen aufgebaut waren — von kalten der eine, von warmen subtropischen der andere —, muß doch vor allem nach Maßgabe der westlichen Windrichtungen über Norddeutschland und Polen zwischen beiden eine Zone tieferen Druckes gelegen haben. Daß diese Zone aber nur eine Tiefdruckfurchung als Verbindung zwischen einem atlantischen und einem kontinentalen russischen Tief gewesen sein kann, erhellt wieder aus den über Europa festgestellten Windrichtungen, insofern die SW-Winde über Belgien, Holland und Nordwestdeutschland auf einen tieferen Druck im Norden der Britischen Inseln und die NW-Winde und N-Winde über Polen und Ungarn auf einen tieferen Druck im Osten hinweisen.

Es versteht sich von selbst, daß entsprechend den Grundlagen das so gewonnene Bild von der Luftdruckverteilung seinen größten Genauigkeitsgrad in Mittel- und Westeuropa hat, d. h. aber auch gerade in dem Gebiet, in dem wir das Problem der nördlichen Lößgrenze finden. Ebenso ist es selbstverständlich, daß dieses Bild nur der Ausdruck für einen mittleren Zustand der Atmosphäre ist, der im Zuge des Wettergeschehens immer mal wieder durch andere Zustände ersetzt wurde. Andererseits muß dieser mittlere Zustand zumindest über Mittel- und Westeuropa eine große Beständigkeit gehabt haben. Zwei Momente deuten darauf hin, einerseits die bereits erwähnte bemerkenswerte Einheitlichkeit der Dünenfelder in sich mit einer völlig gleichsinnigen Entwicklung ihrer jeweiligen Formen ohne das Vorkommen von Vergitterungs- oder ähnlichen Mischsystemen als Ausdruck wechselnder Windrichtungen, sodann eine auffallende Ähnlichkeit der erschlossenen Wind- und Luftdruckverhältnisse mit den heutigen. Ein näher ausgeführter Vergleich mit der Gegenwart hat nämlich gelehrt (100), daß die Richtung der einstigen Dünenwinde in ganz Mitteleuropa genau der Richtung der heute im Mittel häufigsten Sommerwinde entspricht, und daß die aus den Dünenwinden rekonstruierte Luftdruckverteilung nahezu genau dieselbe ist wie die heutige mittlere sommerliche, in beiden Fällen eine über Spanien, West- und Mitteleuropa vorgeschobene Zunge des Azorenhochs. Diese Übereinstimmung zwischen Gegenwart und Vergangenheit überrascht zunächst, wenn man an den großen Gegensatz zwischen dem heutigen Waldklima und dem früheren Dünen-, Löß- und Steppenklimate denkt. Aber gerade dieser Gegensatz weist darauf, daß — was den Karten der mittleren Luftdruckverteilung eben nicht anzusehen ist — die gleiche Luftdruckverteilung über West- und Mitteleuropa im Spätglazial wesentlich konstanter oder stabiler gewesen sein muß als heute, wenn ein Klima mit Eigenschaften zustande kommen sollte, die jene ausgedehnten äolischen Vorgänge und die Bildung einer steppenhaften Vegetation zur Folge haben konnten (100, 85). Durch die so indirekt nachweisbare Stabilität des hohen Drucks über West- und Mitteleuropa gewinnen auch die weiteren Schlußfolgerungen, die an unsere Karte der rekonstruierten Luftdruckverteilung geknüpft werden können, allgemeinere Gültigkeit.

Die Karte der Luftdruckverteilung gewährt einen tiefen Einblick in den allgemeinen Charakter des spätglazialen Sommerklimas. Nach ihr wurden West- und Mitteleuropa beständig von einem Strom warmer und trockener Luft subtropischer Herkunft überzogen. Die relative Feuchtigkeit dieser Luft muß auf dem Wege über den Kontinent sich fortschreitend vermindert haben, so daß nur wenig Neigung zur Wolken- und Niederschlagsbildung gewesen sein dürfte. Die Einstrahlung konnte daher im ganzen Bereich des hohen Luftdrucks zu großer Geltung kommen und wird zusammen mit der einströmenden Warmluft relativ hohe Temperaturen bewirkt haben. Waren nun entsprechend einer Vorstellung von Y. GUILLIEN die küstennahen Meeresteile als Folge der Abschmelzung von Inlandeis und Gletschern gar noch mit einer oberflächlichen Kaltwasserschicht versehen, was recht wahrscheinlich ist, dann muß für West- und Mitteleuropa sogar mit einer ganz besonders ausgeprägten Trockenheit gerechnet werden, weil unter diesen Umständen die aus westlichen Richtungen kommenden Luftmassen durch Nebel- und Regenbildung über der kalten Unterlage bereits nahezu ausgetrocknet die Küsten erreichten.

Auch durch wandernde Depressionen hatten West- und Mitteleuropa bei der aufgezeigten Art der durchschnittlichen Luftdruckverteilung nicht viel Niederschlag erhalten können; denn diese Depressionen dürften hauptsächlich an der Westflanke des Hochs nach Norden gesteuert worden sein, möglicherweise mit häufiger Ablenkung in die Tiefdruckfurche von den Britischen Inseln über die Ostsee nach Osten. Wahrscheinlich ist dabei, daß auch diese ostwärts vordringenden Depressionen schon beim Überschreiten der Kaltwasserzone vor den Küsten namentlich in bezug auf die Niederschläge wesentlich an Wetterwirksamkeit einbüßten. Auf Niederschlagsarmut selbst in diesem Bereich weist auch die Tatsache hin, daß noch im südlichen Teil des Übergangs von der Tiefdruckfurche zum mitteleuropäischen Hoch, d. h. in Norddeutschland und Polen die Dünenfelder und Dünenformen zu besonders eindrucksvoller Entwicklung kamen. So hat man sich nach dem Inhalt der Luftdruckkarte unter Mitberücksichtigung auch der erwähnten Begleitumstände das Sommerklima West- und Mitteleuropas und namentlich das ihrer zentralen Teile als relativ warm und betont trocken, als dem allgemeinen Charakter nach ziemlich arid vorzustellen.

Nur wenig anders werden die allgemeinen Klimaverhältnisse im europäischen Teil des Mittelmeergebietes gewesen sein. Auch hier wird die Depressionstätigkeit etwa im Vergleich zum Hochglazial, als das Mittelmeer eine der wichtigsten Zugstraßen für Depressionen war, durch den Ausläufer des Azorenhochs erheblich eingeschränkt gewesen sein. Doch konnten vielleicht besonders im Ostteil des Mittelmeeres örtliche Störungen zur Bildung gelangen mit Niederschlag spendendem Einfluß auf die nähere Nachbarschaft, insonderheit auf die Apennin-Halbinsel und den Balkan.

Es wäre wünschenswert, dieses allgemeine Bild noch durch numerische Angaben über die einzelnen Klimaelemente zu vervollständigen. Die Möglichkeiten dafür sind allerdings sehr beschränkt. Was die Erschließung der Temperaturverhältnisse anlangt, so sind weder durch die Luftdruckkarte noch durch den morphologischen Formenschatz irgendwelche Anhaltspunkte gegeben. Allenfalls sind es die Vegetationsverhältnisse, die noch ein wenig weiterhelfen. Von Seiten der Botaniker wird schon seit mehreren Jahrzehnten die Ansicht vertreten, daß die glaziale Tundra im Zuge der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung Mitteleuropas unmittelbar in eine Steppe übergegangen sei (23, 55). Der bisherige Klimabefund steht in gutem Einklang damit. Seit dem Hochglazial wird kaum ein anderes Klima in West- und Mitteleuropa wieder so steppenfreundlich gewesen sein wie das relativ warme und trockene des Spät-

glazials. Eine sehr konkrete Stütze hat die soeben erwähnte Ansicht der Botaniker erst kürzlich erfahren durch den von F. FIRBAS (27) für Mitteleuropa erbrachten Nachweis ausgedehnter, von *Artemisia* beherrschter Pflanzengesellschaften, der in einem spätglazialen Anschwellen der Pollen von *Artemisia* unter den Nichtbaumpollen, in ihrem Schwinden während der Allerödschwankung und ihrem Wiederanschwellen in der sogenannten jüngeren Tundrenzzeit seinen Ausdruck findet. Ähnlich hohe Pollenreste von *Artemisia* hatten schon vorher W. LÜDI (98) und v. SARNTHEIM (103) im Spätglazial der Alpen festgestellt. H. WILHELMY (85) hat die Herkunft dieser Steppe in Ablösung der vorhergehenden Tundrenvegetation aus Südrußland oder den unteren Balkanländern abgeleitet und damit älteren, ebenso lautenden Ansichten der Botaniker erneuten Nachdruck verliehen.

Nach Norden wird die steppenartige Vegetation als geschlossene Decke kaum über die Lößgrenze hinausgegangen sein; zumindest ist anzunehmen, daß sie in dem der Lößgrenze vorgelagerten Flugsand- und Düngürtel aus edaphischen Gründen und auch wegen der Bewegung des Sandes durch heftige Winde eine sehr merkliche Auflockerung erfuhr. Vollwüstenhaften Zustand für den Düngürtel zu vermuten, wäre jedoch auch falsch. Abgesehen davon, daß sich auf den Böden außerhalb der trockenen, weil besonders durchlässigen Sande, sowie im Windschutz der Relieferhebungen dichtere Vegetation flächenhaft wohl halten konnte, weisen auch die verschiedensten Formen der Bogendünen und zumal die langgestreckten Parabeldünen in ihrer Art als Kampfformen zwischen Wind und Vegetation auf wenigstens spärlichen Pflanzenwuchs. Eine lückenhafte Vegetation innerhalb dieses Gürtels wird vielleicht die richtige Vorstellung sein, wobei wir die Lößgrenze im großen und ganzen als Grenze zwischen den Bereichen unterschiedlicher Vegetationsdichte betrachten dürfen.

Im Süden fand die Steppe ihr Ende an der Waldgrenze, die um diese Zeit nach F. FIRBAS (26) wohl immer noch einer Linie folgte, die sich etwa von Südfrankreich südlich der Alpen zu den Karpathen ziehen läßt. Es ist wahrscheinlich, daß das Waldland auf dem Balkan, wo sich noch lebhaftere Löß- und Dünenbildung abspielte, nur die Beschaffenheit einer Waldsteppe hatte mit vielleicht großen offenen Flächen darin, besonders im Bereich der Dünengebiete. Eine wichtige Frage ist es nun, ob diese Waldgrenze ebenso wie die hochglaziale Waldgrenze thermisch in dem Sinne bedingt war, daß der ihr vorgelagerte Raum eine für Waldwuchs noch zu niedrige Sommertemperatur hatte, oder ob ihre Lage verursacht wurde durch eine zu große, waldfriendlye Trockenheit im nördlichen Raum bei sonst ausreichenden Temperaturen. Diese zweite Deutung hatte offenbar A. PENCK (59) vorgeschwebt, als er die späte nacheiszeitliche Wiederbewaldung Mitteleuropas mit vorhergehender waldfriendlyer Trockenheit in Zusammenhang brachte. Ihre Bestätigung würde sie finden, wenn sich über der spätglazialen Steppe in Mittel- und Westeuropa in den höheren Mittelgebirgen, die wohl sicher feuchter waren als die Fußlandschaften, eine durch Baumwuchs charakterisierte Höhenstufe der Vegetation oder wenigstens eine Spur davon nachweisen ließe. Die Aussichten dafür sind aber nach den bisherigen Forschungsergebnissen sehr gering, so daß die erste Deutung im Sinne der thermischen Bedingtheit der Waldgrenze größere Wahrscheinlichkeit hat. Sie gewinnt sie auch weiterhin dadurch, daß der spätere Ablauf der ersten Wiederbewaldung Mitteleuropas eine durchaus thermisch bestimmte Aufeinanderfolge der Waldgürtel zeigte (28), wie sie in zonaler Ordnung den Wald hinter der heutigen Waldgrenze gliedert.

Bei diesem Sachverhalt darf die spätglaziale Waldgrenze doch wohl mit einiger Sicherheit als Ergebnis der Temperaturverhältnisse angesehen und un-

gefähr mit der einstigen  $10^{\circ}$ -Juli-Isotherme identifiziert werden. Südlich von ihr wäre das Juli-Mittel der Temperatur also höher, nördlich von ihr im ganzen Bereich der Steppe aber unter  $10^{\circ}$  gewesen. Um welchen Betrag sich in diesem mitteleuropäischen Bereich die Temperatur vom  $10^{\circ}$ -Mittel nach unten entfernte, läßt sich vorerst nicht bestimmen. Die Luftdruckverteilung, die den Schluß auf große Häufigkeit von wolkenlosem Strahlungswetter erlaubt, legt die Vermutung nahe, daß dieser Betrag besonders in den zentralen Teilen Mittel- und Westeuropas nur gering war. Daß hier die mittlere Juli-Temperatur trotz der die Wärme und Trockenheit begünstigenden Luftdruckverhältnisse überhaupt unter  $10^{\circ}$  blieb, möchte ich in erster Linie mit dem großen Wärmeverbrauch in Zusammenhang bringen, den die in raschem Gang befindliche Abschmelzung des Inland- und Alpeneises mit sich brachte. Das ist alles, was sich z. Zt. als noch vertretbar über die Temperaturverhältnisse aussagen läßt.

Bezüglich der Erfassung der Niederschlagsverhältnisse ist die Situation noch ungünstiger. Ein Richtwert für die einstigen Niederschlagsmengen ist gar nicht zu gewinnen. Es läßt sich lediglich die aus der Luftdruckkarte entwickelte Erkenntnis einer allgemein großen Trockenheit noch durch Hinweis auf eine regionale, von West nach Ost sich vollziehende Abstufung des Feuchtigkeitsgrades ergänzen. Hinsichtlich der Ausstattung der Flugsand- und Dünenfelder besteht ein auffallender Unterschied zwischen Belgien, Holland und Nordwestdeutschland einerseits und dem östlichen Norddeutschland und Polen andererseits. Im ersten Gebiet herrschen nur wenig gegliederte Flugsandfelder vor, sind richtige Dünen seltener und wenig ausgeprägt, im zweiten Gebiet sind die Dünenfelder größer und die sie aufbauenden Dünen zahlreicher, größer und gedrängter sowie als Strich- und Parabeldünen auch typischer gestaltet. Da zwischen den Dünen beider Gebiete kein Altersunterschied besteht, die besser gestalteten als zum Teil innerhalb des Jungmoränenbereichs gelegen sogar eher die jüngeren sein könnten, da auch keine grundsätzlichen Unterschiede der mittleren Korngröße des Sandes vorhanden sind, und ferner auch die einstigen Windstärken, wie noch ersichtlich wird, hier und da gleich waren, kann die Ursache nur noch in einer durch unterschiedliche Bodenfeuchte bedingten, vom Westen nach Osten wachsenden Mobilität des Sandes gelegen haben, mit anderen Worten in einer von Westen nach Osten wachsenden Kontinentalität des Klimas. Auf sie hat auch A. CAILLEUX in seinen methodisch beachtenswerten Untersuchungen (7, 8) geschlossen, als er den Anteil äolisch transportierter und bearbeiteter Quarzkörner an diluvialen Sanden zu 10—20% in England, zu 40—50% in Holland, zu 40—60% in Norddeutschland und zu über 80% in Polen, also in einem von West nach Ost steigendem Verhältnis fand.

Wesentlich günstiger liegen die Möglichkeiten für eine Abschätzung der früheren Windstärken, was besonders wichtig ist im Hinblick auf das Problem der nördlichen Lößgrenze in Norddeutschland. Schon die Luftdruckkarte gibt einige Ansätze dazu. Sie läßt deutlich zwei Felder unterschiedlicher Windstärken erkennen: das Innere des Hochdruckausläufers mit sehr geringen Windstärken und die Flanken des Hochdruckausläufers als Abdachung gegen die benachbarten Tiefdruckräume mit durchschnittlich wesentlich größeren Windstärken. Dieser Zweigliederung des ganzen Windfeldes von Mittel- und Westeuropa geht parallel die oben aufgezeigte räumliche Zweigliederung der äolischen Ablagerungs- und Formenercheinungen. Mit dem schwachwindigen Kernteil des Hochs fällt zusammen jener Bereich feinstkörniger Ablagerungen im Innern der nördlichen Lößgrenze, in dem der Löß vorherrscht, die sandigen äolischen Ablagerungen zurücktreten und die Dünenformen unvoll-

det und mehr haufenförmig sind; und mit den starkwindigen Flanken des Hochs deckt sich der Bereich außerhalb der Lößgrenze, in dem die sandigen Ablagerungen fast allein obwalten, die Dünenfelder eine größere Häufigkeit und Ausdehnung haben und die Dünenformen wesentlich ausgeprägter sind.

Für beide Bereiche läßt sich die Windstärke auf einem kleinen Umwege in Annäherungswerten finden. D. CARROLL (9) machte an Dünensanden in der Gegend von Perth (Australien) Beobachtungen, deren eines Ergebnis sich etwa so formulieren läßt, daß ein und derselbe Sand umso leichter beweglich ist, je häufiger die Windrichtung wechselt und ihn in seiner Lagerung locker hält, daß er zu seiner Bewegung eine umso höhere Windstärke erfordert, je konstanter die Windrichtung war, weil bei konstanter Windrichtung die oberflächliche Lagerung der Sandkörner besonders fest wird. So fand D. CARROLL für den ersten Fall den Beginn leichter Sandbewegung bereits bei einer Windgeschwindigkeit von 6,84 miles/h (= 3,0 m/sec.), während im zweiten Fall eine Bewegung von Sand bis zur Körnung von 1 mm erst bei einer Windgeschwindigkeit von 13 miles/h (= 5,8 m/sec) eintrat, ohne aber schon eine Bewegung im Sinne des richtigen Transportes zu werden. Dieser beginnt erst bei einer etwas höheren Windgeschwindigkeit. Sie wird von D. CARROLL nicht mehr angegeben, läßt sich aber ermitteln unter Heranziehung einer Beobachtung von SOKOLOW (77), nach der der Transport von Sand von 1 mm Korngröße an aufwärts erst bei einer Windgeschwindigkeit von 9,8 m/sec begann. Zwischen diesem für eine etwas höhere Korngröße geltenden Wert und dem zuletzt genannten von D. CARROLL, also bei ca. 7,8 m/sec liegt der Mindestwert der Windgeschwindigkeit für den richtigen Transport von Sand bis zur Größe von 1 mm innerhalb eines Feldes eines als Folge konstanter Windrichtungen oberflächlich gelagerten Sandes.

Diese beiden unterschiedlichen Fälle können mit einigem Vorbehalt auf das spätglaziale Mitteleuropa angewandt werden. Innerhalb des Hochs wird jedes Gebiet im Mittel zwar auch eine bestimmte Hauptwindrichtung gehabt haben; doch ist anzunehmen, daß hier wie in jedem Hoch der Wind oft schwach und umlaufend war, d. h. häufigem Richtungswechsel unterlag, so daß für das ganze Hochgebiet im Sinne des ersten Falles eine höhere relative Mobilität des Sandes angenommen werden muß und damit auch der kleinere Mindestwert der Windgeschwindigkeit für Sandbewegung. Wenn trotzdem innerhalb des Hochdruckbereiches die Dünenbildung nur ein bescheidenes Maß gewonnen hat und dies auch trotz der Eignung der mitteleuropäischen Täler als Quelle für ausreichende Mengen an Muttersand, dann muß eben der Mindestwert der Windgeschwindigkeit für Sandtransport von 3,0 m/sec. nur selten erreicht und überschritten worden sein. Auf die Randzone des Hochs paßt am besten der zweite Fall, insofern sie, wie oben auf Grund der großen Einheitlichkeit der Dünenfelder und der Dünen dargelegt, ein Gebiet besonders konstanter Windrichtungen war. Für dieses Gebiet ist also der höhere für Sandtransport erforderliche Mindestwert der Windgeschwindigkeit maßgeblich. Hier setzte die Dünenbildung aus einem Material bis zu 1 mm Korngröße, das im allgemeinen 96—99% Anteil am Aufbau der Dünen hat, Windgeschwindigkeiten von mindestens 7,8 m/sec voraus. Da aber in geringen Mengen auch gröbere Komponenten am Dünensand beteiligt sind <sup>2)</sup> und selbst gelegentlich dünne Lagen von

<sup>2)</sup> Herr Dr. F. PREUL, Hannover, teilte mir brieflich beispielsweise folgende als Durchschnitt aus 10 Analysen ermittelte Korngrößenverteilung in Dünensanden der Leinetalung mit:

mm	0,06—0,01	0,15—0,5	0,5—1,0	1—2
%	4	78	14	3

gerollten Steinchen bis Nußgröße in den Dünen vorkommen, ist ein Hinweis auf zeitweilig noch größere Windgeschwindigkeiten gegeben.

Die genannten Geschwindigkeiten entsprechen Messungen bis 1 Fuß über Boden. Man kann sie mit Hilfe einer Tabelle von A. C. BEST, wiedergegeben durch R. GEIGER (31), auf gewohnte Vorstellungen, etwa auf 2 m über Boden umrechnen. Zusammenfassend ergibt sich dann folgendes. Innerhalb des Hochs hatten die Winde im allgemeinen eine Windgeschwindigkeit bis höchstens 4,0 m/sec. = Windstärke 2—3 (BEAUFORT). Größere Windstärken kamen nach Zeugnis vorhandener Dünen vor, waren aber nach Ausweis der Dünenarmut und der regellosen, bestenfalls haufenförmigen Gestalt der Dünen selten. In der Randzone des Hochs wurde Sand dagegen erst bei 7,7 m/sec. = Windstärke 4—5 bewegt und im Sinne der Dünenbildung bei Winden von Windstärke 5—6 an transportiert. Der große Dünenreichtum dieses Gebietes und die große Menge bewegten Dünenandes bezeugen eine besondere Häufigkeit dieser höheren Windstärken. Beide Bereiche stießen natürlich nicht unvermittelt aufeinander, sondern waren durch fließende Übergänge verbunden und änderten sich mit der unperiodischen Veränderung der Luftdruckverteilung, waren andererseits aber wie diese im Mittel von großer Konstanz.

#### IV. Die Deutung der nördlichen Lößgrenze

Es war entgegen bisheriger Lehrmeinung nötig, Dünenbildung und jüngste oder letzte Lößbildung als gleichaltrig anzusehen. Selbst wenn nicht zwingende geologische und morphologische Befunde dafür vorgelegen hätten, würde man doch nach Art der Bezugsmöglichkeiten zwischen den spätglazialen Klima- und Vegetationsverhältnissen einerseits und dem Löß als einer auf aride Zustände weisenden, aus äolisch oder stellenweise auch fluviatil abgesetztem Lößstaub hervorgebrachten Trockenbodenbildung (30, 54) andererseits die Fortdauer der Lößbildung bis ins Spätglazial zumindest vermuten müssen. Manche Forscher, wie beispielsweise WEISSERMEL (82), haben das aus solchen Überlegungen auch getan. Es wäre auch ein merkwürdiges Spiel der Natur gewesen, wenn sie die Lößbildung mit dem Hochglazial hätte enden und nicht bis ins lößfreundliche Klima des Spätglazials dauern lassen. Die Ableitung und Darstellung dieses Klimas enthält in den Abschnitten über das Sommerklima auch schon einen Teil der Antworten auf jene Fragen, die sich mit der nördlichen Lößgrenze verbinden. Die weiteren Ausführungen können daher kurz sein und brauchen nur die Fäden zu knüpfen hinüber und herüber. Sie gelten, um es ausdrücklich noch einmal zu sagen, nur für das Spätglazial und die spätglaziale Lößbildung.

Die Antwort auf die vordringlichste Frage, nämlich die nach dem Lößwind, lautet für den Bereich der Lößgrenze so, daß im Westen etwa bis Holland—Nordwestdeutschland südwestliche Winde, im mittleren Norddeutschland westliche und im östlichen Deutschland wie östlichen Mitteleuropa westliche bis nordwestliche Winde, also im ganzen und allgemein betrachtet Winde aus westlichen Richtungen am Werke waren.

Mit dieser Feststellung löst sich auch die Frage nach der vornehmlich luvseitigen oder vornehmlich leeseitigen Ablagerung des Lößstaubes, die mit Sicherheit aus dem Löß und seiner Lagerung selbst nicht beantwortet werden konnte. Gemäß dem Vorherrschen von Winden aus allgemein westlichen Richtungen entspricht die für Mitteleuropa so oft hervorgehobene größere Häufigkeit und größere Mächtigkeit des Lößes an den in östliche Richtungen gekehrten Tal- und Berghängen einer allgemein bevorzugten leeseitigen Ablagerung.

Das gilt für alles Klein- und Mittelrelief und mit einiger Einschränkung auch für den höheren Nordrand des Mittelgebirges. Auch dieser hatte eine Leeseitenwirkung im großen, wie noch zu zeigen sein wird; doch nahm er auf die Verteilung des Lößstaubes an seiner Außenabdachung und im vorgelagerten Tieflandstreifen im einzelnen keinen Einfluß. Es war eingangs erwähnt worden, daß auch hier der Löß in den nach außen führenden Tälern der Gebirgsabdachung und der Vorbergzone seine größere Häufigkeit und Mächtigkeit auf den in östliche Richtungen schauenden Hängen hat. Diese Tatsache zeigt unzweideutig an, daß im Vorlandstreifen des Mittelgebirges die Lößverteilung im kleinen nicht durch Winde erfolgte, die das Gebirge überschritten, sondern durch Winde, die aus westlichen Richtungen kommend, vor dem Gebirgsrande und diesem annähernd parallel hinzogen. Wenn in Schlesien auch östlich bis südlich schauende Hänge von der Lößverteilung bevorzugt erscheinen, so steht das ganz im Einklang mit der antizyklonalen Drehung der spätglazialen Winde auf hier westliche bis westnordwestliche Richtung.

Vergleicht man die Karte der Lößverteilung Abb. 1 mit der Karte der sommerlichen Druckverteilung Abb. 5, so fällt auf, daß der Löß in West- und Mitteleuropa am Nord- und Ostrande des Hochdruckausläufers, aber diesem noch ganz zugehörig, ein ziemlich geschlossenes und ausgedehntes Vorkommen bildet; während im Innern des Hochdruckausläufers weite lößfreie Flächen vorherrschen, der Löß selbst aber in viele kleine Einzelvorkommen aufgelöst ist und in besserer Geschlossenheit nur einzelnen Tiefenlinien des Reliefs folgt wie dem oberen Rheintal, der Hessischen und der Mährischen Senke usw. Angesichts dieser engen Beziehungen zwischen der Lößverbreitung und der Luftdruckverteilung drängt sich die Deutung auf, daß der innere Teil des Hochdruckbereichs im großen und ganzen die Deflations- und somit Lieferungszone des mittel- und westeuropäischen Lößes gewesen sei. Für Sandtransport und Dünenbildung im großen Maße war im Hochdruckbereich, zugleich Mittelgebirgsraum, das Relief zu ungünstig und vor allem der Wind im Durchschnitt zu schwach. Der feine und leichtere Lößstaub aber, hervorgegangen aus den Schwemmstoffen der Flüsse, durch Verwitterung aus dem Gestein usw., wurde ein leichtes Spiel auch der schwächsten Winde. Im Transport durchmischt, kam er auf den Flächen und insbesondere in den Hohlformen zu einem Teil bereits innerhalb des Hochkernbereiches wieder zur Ablagerung; zum größten Teil aber wurde er durch die antizyklonale Luftströmung nach außen gegen die Ränder des Hochkerns befördert und hier noch innerhalb des windschwachen Feldes zum Absatz gebracht. Daß der Lößstaub gerade hier zur Ruhe kam und nicht noch weiter nach außen verfrachtet wurde, berührt schon die Frage der nördlichen Lößgrenze im speziellen.

Wie auf Seite 46 schon ausgeführt und auch durch Vergleich der Karten Abb. 1 und 5 erkennbar, fiel die nördliche Lößgrenze zusammen mit dem Grenzraum zwischen dem Bereich sehr schwacher Winde im Innern des Hochdruckausläufers und dem Bereich sehr viel größerer Windstärken auf dessen Flanken. Sehr vereinfacht und schematisiert ausgedrückt, entsprach die Lößgrenze einer Geschwindigkeitsgrenze des Windes. Größere Windgeschwindigkeiten über ein gewisses Maß, etwa 4,0 m/sec. = Windstärke 3, wie sie außerhalb des eigentlichen Hochs die Regel waren, begrenzten jeweils die Verbreitung des Lößstaubes. Sie verhinderten selbstverständlich nicht seinen Transport, aber sie machten eine weitere Ablagerung homogenen Lößstaubes unmöglich, indem sie den Löß länger in der Schwebe hielten und vor allem der den Staub transportierenden Luft auch bereits grobkörnigeres Material zuführten. Die augen-

blickliche weitere Ausdehnung des Bodenbelags aus echtem Löß in nördliche Richtungen war damit unterbunden.

Nun hat sich auf Grund der sehr häufigen Lößstreifigkeit des Flugsandes und der häufigen Sandstreifigkeit des Lößes entlang der Lößgrenze zeigen lassen (S. 31), daß die nördliche Lößgrenze in der Zeit der jüngsten Lößbildung keine ständig festliegende Linie war, sondern innerhalb gewisser Grenzen ihre Lage mal nach Norden, mal nach Süden veränderte, gleichsam eine wandernde Grenze war. Auch dies Phänomen läßt sich deuten, nämlich durch eine entsprechende Lageveränderung der Geschwindigkeitsgrenze des Windes. Luftdruckkörper erfahren auch bei relativ stabiler Luftdrucklage fortgesetzt kleinere oder größere Veränderungen ihrer Ausdehnung, gewissermaßen in atmen- den Bewegungen. Damit werden auch die Felder unterschiedlicher Windgeschwindigkeiten verschoben. Wir dürfen gleiches ohne Zwang auf die spätglazialen Verhältnisse übertragen und die Zone der Streifigkeit von Löß und Flugsand als Ausdruck und Ergebnis solch kleinerer Schwankungen des Luftdruckes und der Windstärken nehmen.

Neben diesen kleineren Schwankungen von gewisser größerer Häufigkeit wird die durchschnittliche sommerliche Luftdrucklage aber auch gelegentliche Veränderungen über einen weiteren Raum erfahren haben. Durch letztere konnte auch der Hochdruckausläufer über Mitteleuropa zeitweilig so weit nach Norden und Osten vordringen, daß vorübergehend die Zone sonst vorherrschender Sandverwehung und Dünenbildung mit in seinen windschwachen Kern zu liegen kam und damit die Möglichkeiten der Lößstaubablagerung erhielt. Die inselhaften Löß-, Flottlehm- und Flottsandvorkommen vor der geschlossenen Lößgrenze im Tiefland, nahezu alle in deutlich leeseitiger Lagerung von größeren oder kleineren Erhebungen, werden auf diese Weise entstanden sein. Daß hier im Tiefland der Absatz von Löß und lößähnlichem Staub nicht in größeren Arealen erfolgte, mag verschiedene Ursachen gehabt haben. Einmal werden derartige Ausdehnungen des Hochs wohl nur selten gewesen sein; sodann wird der Wind im Tiefland auch bei Hochdrucklage aus Gründen geringerer Reliefbehinderung immer etwas stärker, also für Staubabsatz allgemein ungünstiger gewesen sein als im Mittelgebirge, auch werden sich die im Tiefland ausgedehnten Sandflächen als Unterlage und die edaphisch bedingte Lückenhaftigkeit der Vegetation noch unvorteilhaft ausgewirkt haben.

Neben derartigen weiträumigen Ausdehnungen hat der Hochdruckausläufer sicherlich auch gelegentliche Schrumpfungen erfahren. Sie sind jedenfalls nicht von der Hand zu weisen. Es wäre daher zu erwarten, daß die wandernde Grenze zwischen Lößstaubtransport und Lößstaubablagerung einerseits und Sandtransport und Dünenbildung andererseits im Zuge solcher Schrumpfungen auch mal den Mittelgebirgsrand nach Süden überschritten hätte. Nachdem aber gar keine mormorphologischen und geologischen Anzeichen dafür zu finden sind, ist anzunehmen, daß die bewußte Grenze auch bei solchen Drucklagen im Vorlande des Gebirgsrandes verblieb. Die Ursache ging offenbar vom Gebirgsrand selbst aus, indem er, wie auch das Mittelgebirge hinter ihm, dank größerer Reliefenergie eine stark bremsende Wirkung auf die Winde ausübte und mit dieser Wirkung auch noch einen schmalen Streifen des tieferen Vorlandes abschirmte, so daß hier selbst dann noch Lößstaub zur Ablagerung gelangen konnte, wenn dieser Raum gradientmäßig eigentlich schon einen stärkeren Wind hätte haben müssen. In diesen Zusammenhängen deutet sich mit Bezug auf die Lößgrenze ein starker lokalisierender Einfluß des Gebirgsrandes an.

Mit dieser einen allgemeinen, auch durch die Vorberge noch unterstützten Wirkung des Gebirgsrandes verband sich, die Lage der Lößgrenze im einzelnen differenzierend und festlegend, auf längeren Strecken noch die Windschattenwirkung im üblichen Sinne. Sie wird erkennbar aus den Karten Abb. 2 und 5 durch Betrachtung der Beziehungen zwischen dem Verlauf der Lößgrenze, dem Mittelgebirgsrand und den durchschnittlichen Windrichtungen. Vor dem Fuße des sächsischen Berglandes und ganz besonders vor dem Fuße des Haarstranges, wo die durchschnittliche Windrichtung ungefähr dieselbe ist wie die Streichrichtung des Bergfußes ist der vorgelagerte Lößstreifen vergleichsweise schmal und kennzeichnet mit seiner Breite etwa das räumliche Ausmaß der im letzten Absatz behandelten abschirmenden Wirkung des Gebirges. Dort aber, wo die Streichrichtung der den Gebirgsrand bildenden Einzelzüge die durchschnittliche Windrichtung schneidet wie auf der Linie Deister-Harz-Finne mit den noch vorgelagerten kleineren Bergzügen oder auf der ganzen Linie der Sudeten läßt die Lößgrenze im großen gesehen bogenförmig weit nach Osten aus, der Lößzone selbst eine entsprechend größere Breite gebend. Für diese Strecken ist die Windschattenwirkung, die P. WOLDSTEDT (90) für den Gebirgsrand ganz allgemein annahm, wohl außer Zweifel.

Das soeben dargestellte und als Windschattenwirkung gedeutete bogenförmige Ausgreifen der Lößzone nach Osten findet, wie im ersten Kapitel ausgeführt, an verschiedenen Stellen seine Begrenzung unmittelbar vor oder an Flußtäälern, an der Leine bei Hannover, an der Elbe bei Magdeburg, an der Oder bei Breslau usw. Diese Erscheinung zu erklären, sind vielleicht am besten die Verhältnisse an der Elbe bei Dresden geeignet, weil sie hier durch R. GRAHMANN (34) kartographisch festgehalten wurden. Wie in den anderen Fällen, handelt es sich auch hier um eine breite diluviale Talung. Von Westen tritt an sie der normale Löß heran und hört am Talrand auf; auf der östlichen Gegenseite liegen dagegen, beginnend am Talrand Flugsande, welchen mit größerem Abstand vom Fluß dann eine schmale Zone Sandlöß folgt, die weiter ostwärts bald in Löß übergeht. Die Situation ist wohl sehr klar. Sie beweist nebenher noch einmal, daß westliche Winde wirksam waren; denn die Ablagerungen östlich der Elbe stellen mit ihrer ostwärts gerichteten Abfolge vom Groben zum Feinen eine nur bei westlichen Winden verständliche Seigerungserscheinung dar. Das Beginnen dieser Ablagerungsserie unmittelbar am Talrand weist auf die Talsohle als den Herkunftsort ihres Materials. Aus dieser gleichen Quelle rührte aber nicht der Lößstaub her, der westlich der Talung abgesetzt wurde. Ihn trugen westliche Winde aus Westen herbei. Selbstverständlich hörte sein Transport nicht schlagartig am Talzug auf, sondern setzte sich darüber hinaus auch noch fort. Aber über der neuen Staubquelle, den Schwemmstoffuren der Elbe, wurde die Luft zusätzlich mit neuem, nunmehr auch größerem Material angereichert: doch wurde das Größere infolge geringer Windstärke schon in Talnähe abgesetzt. Die Grenze des normalen Lößes wurde also an dieser Stelle dadurch bedingt, daß sich quer zur Richtung des Lößwindes eine neue Sand- und Staubquelle einstellte und den in Transport befindlichen Löß vornehmlich mit Sand versetzte. Grundsätzlich gleich ist die Situation an allen genannten Stellen zu beurteilen, wo die Grenze des normalen Lößes durch eines der vom Mittelgebirgsrand nach Norden führenden Thäler bestimmt erscheint, oder wo die Lößgrenze — um in der Vorstellung R. GRAHMANN'S (34) zu sprechen — westlich eines größeren Flusses nach Norden vorspringt.

Schauen wir zurück, so ergibt sich, daß nicht ein einzelner Faktor die Lage der nördlichen Lößgrenze bestimmte, sondern ein Zusammenspiel von Fakto-

ren, in dem streckenweise der eine und streckenweise der andere den Vorrang erhielt. Einen ganz allgemeinen Einfluß nahmen die in ihrer Lage relativ konstante Geschwindigkeitsgrenze zwischen einem Feld schwacher Winde im Süden und einem Feld starker Winde im Norden und die windbremsende und damit auch das Vorland abschirmende Wirkung des Mittelgebirgsrandes. Durch diese Faktoren wurde die Lage der Lößgrenze am Rand des sommerlichen Hochs allgemein und im großen ganzen vorgezeichnet und auf den westöstlich verlaufenden, durch auffallende Geradheit gekennzeichneten Strecken auch fast ausschließlich bestimmt. Auf den Zwischenstrecken aber treten modifizierend die andern Faktoren hervor, die der Lößgrenze bogenförmige Ausbuchtungen verleihende Windschattenwirkung derjenigen Teile des Mittelgebirgsrandes, die quer zur durchschnittlichen Windrichtung lagen, und die die Lößverbreitung stellenweise begrenzenden Schotterfluren solcher breiten Tieflandtäler, die die mittlere Windrichtung schnitten und durch Abgabe neuen Staub- und Sandmaterials an den Wind Anlaß zu einem neuen Ablagerungsrhythmus auf ihren östlichen Seiten gaben.

### Literaturverzeichnis

1. BERGER, F., Zur Gliederung des schlesischen Lößes. Centralbl. f. Min.Geol. Pal. Abt. B, 376—380 (1932).
2. BRAND, E., Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg. Senckenbergiana, 20, 412 (1938).
3. BREDDIN, H., Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 46, 635—662 (1925).
4. — Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet. Geol. Rundsch. 18, 72—78 (1927).
5. — Flußterrassen und Löße am Niederrhein. Z. Dtsch. Geol. Ges., 83, 659 (1931).
6. BULLA, B., Der pleistozäne Löß im Karpathenbecken. Földtani Közlöny, 68, 33—52 (1938).
7. CAILLEUX, A., Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe. Comptes rend. somm. et Bull. de la Soc. Géol. de France, Sér. 5, 6 (1936).
8. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Thèse Fac. des Sciences, Paris (1942).
9. CARROLL, D., Movement of sand by wind. Geol. Mag., 76, 6—23 (1939).
10. CZAJKA, W., Der schlesische Landrücken. Eine Landeskunde Nordschlesiens. Teil I, Breslau (1931).
11. DAMMER, B., Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. Jb. Reichsstelle f. Bodenforschg., 61, 186—197 (1941).
12. DEWERS, F., Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27, 1—46 (1928).
13. — Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27, 299—330 (1930).
14. — Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 131—204 (1932).
15. — Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 33—47 (1934).
16. — Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 324—360 (1934/35).
17. — Das Diluvium. In: GRIPP, K., DEWERS, F., OVERBECK, F., Das Känozoikum in Niedersachsen. Oldenburg (1941).
18. DORSEY, Hb. G. jr., Some meteorological aspects of the Greenland ice cap. Journ. Met. 2, 135 (1945).
19. DÜCKER, A., Steinsohle oder Brodelpflaster. Centralbl. Min.Geol. Pal. Abt. B, 264—267 (1933).
20. — Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 54, 487—530 (1933).
21. — Über Strukturboden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lößproblem. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 89, 113—129 (1937).

22. EDELMAN, C. H., Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937. Geol. Rundsch., 29, 259—260 (1938).
23. ENGLER, A., Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, insbesondere der Florengebiete seit der Tertiärperiode. I. Teil: Die extratropischen Gebiete der nördlichen Hemisphäre. Leipzig (1879).
24. ENQUIST, F., The relation between dune-form and wind-direction. Geol. För. Förh., 54, 19—59, Stockholm (1932).
25. FARAGÓ, M., Die oberflächlichen Gebilde der Umgebung von Nagykovács. Földtani Közlöny, 68, 144—167 (1938).
26. FIRBAS, F., Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Naturwiss., 27, 81 (1939).
27. — Über das Verhalten von Artemisia in einigen Pollendiagrammen. Biol. Zentralbl., 67, 17—22 (1948).
28. — Die Waldgeschichte Mitteleuropas. Jena (1949).
29. GALLWITZ, H., Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden. Geol. Rundschau., 28, 612—623 (1937).
30. GANSSEN, R., Die Entstehung und Herkunft des Löß. Mitt. Lab. Pr. Geol. Landesanst., 4, 35—46 (1922).
31. GEIGER, R., Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig (1942).
32. GEORGI, J., Das Klima des grönländischen Inlandeises und seine Einwirkung auf die Umgebung. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 31, 408—465 (1939).
33. GRAHMANN, R., Zum Vortrag von Herrn Dr. H. BREDDIN: Löß, Flugsand und Niederterrasse im Rheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß. Geol. Rundsch., 18, 298 (1927).
34. — Der Löß in Europa. Mitt. Ges. Erdkde. Leipzig, 5—24 (1930/31).
35. — Das Alter der „Hellerterrasse“ und der Dünen bei Dresden. Mitt. Ver. Erdkde. Dresden. Jahrb. 1931/32, N. F., 85—97.
36. — Grundriß der Quartärgeologie Sachsens. Leipzig (1934).
37. — Über die Richtung der Lößwinde im europäischen Würmglazial. Manuskript (1949).
38. GRUPE, O., Über jüngeren und älteren Löß im Flußgebiet der Weser. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 37, I, 144—163 (1916).
39. GUILLIEN, Y., Gel et dégel du sol: les mécanismes morphologiques. Inform. Géograph., 13, 104—115 (1949).
40. HARRASSOWITZ, H., Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 73, Abh. und Monatsber., 179 f (1921).
41. HÖGBOM, J., Ancient Inland dunes of Northern and Middle Europe. Geogr. Annaler, 5, 113—241 (1923).
42. KEILHACK, K., Bericht über die wichtigsten Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Fläming während der Jahre 1901 bis 1904. Jb. Geol. Landesanst., 25, 672—684 (1904).
43. — Die Nordgrenze des Löß in ihren Beziehungen zum norddeutschen Diluvium. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 70, Monatsber., 77—79 (1918).
44. KLEBELSBERG, R. v., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd I, Wien (1948).
45. KLOCKMANN, F., Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lößes in Norddeutschland. Jb. Königl. Pr. Geol. Landesanst., 4, 238—266 (1883).
46. KLUTE, F., Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. Geogr. Rundschau, S.-A., 1—10 (1949).
47. KOEHNE, W., Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 73, 69 (1921).
48. KÖLBL, L., Studien über den Löß. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23 (1930).
49. KRUMBECK, L., Über den Löß und Lias  $\vartheta$  auf dem Keilberg (östl. Regensburg). Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 93, 460—461 (1941).
50. LAUTERBORN, R., Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins, ein Beitrag zur Lößfrage. Verh. naturwiss.-med. Ver. Heidelberg, N. F., 11, 359—368 (1913).
51. LOTZE, F., Vortrag auf der Versammlung der Geologischen Vereinigung in Mainz im Frühjahr 1949.

52. MORTENSEN, H., Das Umlaufthal von Bodenfelde. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 200—216 (1941).
53. MÜHLEN, L. zur, Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. Jb. Pr. Geol. Landesanst. 49, I, 580—586 (1928).
54. MÜNICHSDORFER, F., Der Löß als Bodenbildung. Geol. Rundschau, 17, 321 bis 332 (1926).
55. NEHRING, A., Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. Berlin (1890).
56. OLBRICHT, K., Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 42, 341—351 (1921).
57. PASSARGE, S., Morphologie des Meßtischblattes Stadtrema. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 28 (1914).
58. PENCK, A., Löß in Deutschland. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 35, 394 f (1883).
59. — Die Eiszeit in den bayrischen Hochalpen. Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl., 17, 349—371 (1925).
60. — Europa zur letzten Eiszeit. Landeskundl. Forschung. Norbert-Krebs-Festschrift, 222 Stuttgart (1936).
61. — Das Klima der Eiszeit. Verh. III. Int. Quartär-Konf. 1936, I, 1—14 (1938).
62. POSER, H., Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- u. Westeuropa. Naturwiss., 34, 10—18 (1947).
63. — Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas. Naturwiss., 34, 232—238 und 262—267 (1947).
64. — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde, II, 53—68 (1948).
65. — Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. Naturwiss., 35, 269—276 und 307—312 (1948).
66. RICHTER, M., Diluvialer Gehängeschutt südlich von Bonn, Decheniana, 96 A, 283—286 (1937).
67. — Geologie des Rodderberges südlich von Bonn. Decheniana, 101 AB, 1—24 (1942).
68. RÜHL, W., Frosthangeschutt und Fossilführung, ein Beitrag zum sächsischen Periglaziär. N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. 78, Abt. B., 241—267 (1937).
69. — Glaziale und interglaziale Fauna bei Plauen i. V. Zentralbl. Min. etc. Abt. B., 201 ff (1937).
70. SAUER, A., Über die äolische Entstehung des Löß am Rande der norddeutschen Tiefebene. Ztschr. f. Naturwiss., 62, 326—351 (1889).
71. SCHWARZBACH, M., Das Diluvium Schlesiens. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 86, Abt. B., 189—246 (1942).
72. SELZER, G., Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. Geol. Rundsch., 57, 275—293 (1936).
73. — Die Gliederung des Lößes im westlichen Eichsfeld und im Talgebiet der oberen Leine. Stille-Festschrift, 212—222, Stuttgart (1936).
74. SOERGEL, W., Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena (1919).
75. — Diluviale Eiskeile. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 88, (1936).
76. SMITH, H. T. U. und FRASER, H. J., Loess in the vicinity of Boston, Massachusetts, Americ. J. Science, 30, 16—32 (1935).
77. SOKOLOW, N. A., Die Dünen. Berlin (1894).
78. STAHL, W., Geologische Untersuchungen zwischen unterer Pegnitz und Schwarzach (Mittelfranken). Diss. rer. nat. Erlangen (1930).
79. STEEGER, A., Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Rundsch., 34, 520—538 (1944).
80. TIETZE, O., Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 31, I, 258—298 (1910).
81. — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Jb. Pr. Geol. Landesanst., 36, I, 498—507 (1915).
82. WEISSERMEL, W., Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der subherzynischen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete. Abh. Pr. Geol. Landesanst. N. F., 125, 1—193 (1930).
83. WERTH, E., Zum Alter der norddeutschen Dünenlandschaften und ihre Beziehungen zu den steinzeitlichen Kulturen und den nacheiszeitlichen Niveauschwankungen. Hermann-Stremme-Festschrift, 35, Danzig (1944).
84. WILDVANG, D., Die Geologie Ostfrieslands, Abh. Pr. Geol. Landesanst. N. F., 181, 1—211 (1938).

85. WILHELMY, H., Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Ost-europas. *Erdkunde*, 4, 5—34 (1950).
86. WOLDSTEDT, P., Über eine Innerste-Terrasse zwischen Dernburg und Broi-stedt. *Jber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover*, 21, S.-A. 1—9 (1928).
87. — Das Eiszeitalter. Stuttgart (1929).
88. — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungs-gebietes. *Pr. Geol. Landesanst.* (1935).
89. — Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des nord-deutschen Vereisungsgebietes. *Herg. Pr. Geol. Landesanst.* (1935).
90. — Bemerkungen zu meiner geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Ztschr. Ges. Erdkde. Bln.*, 282—295 (1935)
91. WORTMANN, H., Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Nieder-sachsen. *Archiv f. Landes- und Volks-Kde. Niedersachsen*, 192—202 (1942).
92. CROMMELIN, R. D., in: SCHELLING, J., Een bodemkartering van het landbouw-gebied van de gemeente Groesbeek; Verslagen van landbouwkundige onder-zoekingen, 40 (1949).
93. DOORMAAL, J. C. A. van, Onderzoekingen betreffende de lössgronden van Zuid-Limburg. Haarlem (1945). Auch: *Diss. Wageningen* (1945).
94. EDELMAN, C. H., Les limons et les sables de couverture des Pays Bas. *La Géologie des Terrains Récents dans l'Ouest de l'Europe. Sess. extraord. Soc. Belge de Géol.* 1946, 303—310 (1947).
95. — De invloed van het klimaat op het ontstaan van de bodem in het algemeen en de Nederlandse bodem in het bijzonder. *Tidschr. Koninkl. Nederl. Aard-rijkskundig Genootschap*, Teil 64, 3; 297—302 (1947).
96. — Samenvatting van nieuwe resultaten van het sediment-petrologisch onder-zoek in Nederland en aangrenzende gebieden. *Ibidem*, Teil 65, 753—780 (1948).
97. KRUMINS, K., Löß und Lößböden in Lettland. *Latvijas Universitātes Raksti. Landw. Fak. Serie II, Nr. 1—4.* Riga (1931).
98. LÜDI, W., Die Waldgeschichte des südlichen Tessin seit dem Rückzug der Gletscher. *Ber. Geobotan. Forschungsinst. Rübel in Zürich* 1943. Zürich (1944).
99. NELSON, H. W. und HAMMEN, T. van der, Een kwartair-geologisch onderzoek van het SW-deel van Noord-Brabant. *Geologie en Mijnbouw*, 12, 241—251 und 272—276 (1950).
100. POSER, H., Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. *Erdkunde*, 4, 81—88 (1950).
101. — Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. *Abh. Braunschweig. Wiss. Ges.*, 2, 109—122 (1950).
102. — & TRICART, J., Les terrasses de la vallée de l'Huisne. *Bull. de la Soc. Géol. de France.* (Im Druck).
103. SARNTHEIM, R. Graf von, Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer walddgeschichtlichen Bedeutung. III. Teil: Kitzhübeler Alpen und unteres Inntal. Österreich. *Botan. Zeitschr.*, 95, 1—85 (1948).
104. SCHÖNHALS, E., Jungglazialer Löß auf Rügen. *Ber. Reichs-Anst. f. Boden-forschg.*, 45—49 (1944).
105. — Spätglazialer Löß in Lettland. *N. Jahrb. f. Min. etc. Monatsh.*, Abt. B., 241—250 (1944).
106. — Riß- und wärmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. *Geol. Jahrb.*, 65, 589—602 (1950).
107. TRICART, J., Dépôts würmiens et postwürmiens du cône de déjections de la Bruche près de Strasbourg. *C. R. Sommaire de la Soc. Géol. de France*, 138—139 (1950).
108. VINK, A. P. A., Bydrage tot de kennis van Loess en dekzanden. *Diss. Wagenin-gen* (1949).
109. VRIES, O. de, Karakteristiek van Brabantse zandgronden. *Verh. Geolog. Mynbouw-kundig Genootschap v. Nederland en Kolonien, Geol. Ser.*, 14, 537—544 (1944).
110. WOLDSTEDT, P., Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart (1950).