

### Schrifttum

- BEYENBURG, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtals im östlichen Hunsrück. — Jb. Pr. Geol.-L.-A. 1930, S. 417—461.
- BIERTHER, W.: Geologie des unteren Hahnenbachtals bei Kirn a. d. Nahe. — Jb. d. Reichsamts f. Bodenforsch. für 1941.
- BRAUNS, R.: Neue Beobachtungen über die Ausbruchsstelle der Bimssteine und die Beschaffenheit des tieferen Untergrundes im Laacher See-Gebiet. — S.N.V. 1910, S. 44 ff.
- BRAUNS, R.: Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete. — Stuttgart 1922.
- BRUHNS, W.: Über vulkanische Bomben von Schweppenhausen im Soonwald. — Verh. Nat. Ver. f. Rhld.-Westf. 64, 1907, S. 153—161.
- GREBE, H.: Über die Quarzit-Sattel-Rücken im südöstlichen Teil des Hunsrücks. — Jb. Pr. Geol.-L.-A. 1880, S. 243—259.
- GOSSELET, J.: Deux excursions dans le Hunsrück et le Taunus. — Ann. Soc. geol. Nord, 17, 1890, S. 300—342.
- KUTSCHER, F.: Die Soonwaldschiefer im Kellen- und Hahnenbachtale des Hunsrücks. — Zbl. f. Min. usw. Abt. B, S. 193—197, Stuttgart 1934.
- LEPPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. Pr. Geol.-L.-A. f. 1924, 45, S. 1—88, Berlin 1925.
- MARTIUS, S.: Beiträge zu den Fragen nach der Ursprungsstelle der weißen Bimssteintuffe, dem Ursprungsort und der Entstehungsweise des Trasses. — Verh. Nathist. Ver. Rhld.-Westf. 68, 1911, S. 381—469.
- QUIRING, H.: Geologisches Rheinprofil vom Bacharacher Kopf bei Aßmannshausen bis Oberlahnstein. — Herausgeg. v. Pr. Geol.-L.-A., Berlin 1930.
- QUIRING, H.: Ein Profil durch die Grube Goldberg bei Silberg. — Z. prakt. Geol. 1936, S. 59—66.
- QUIRING, H.: Grundzüge der Geologie des Saarkohlenbeckens. — Abh. Pr. Geol.-L.-A. N. F. 171, Berlin 1936.
- QUIRING, H.: Kontravergente Transformation von Fallenzonen im Rheinischen Gebirge. — Z. D. Geol. Ges. 91, 1939, S. 421—432.
- TILMANN, N. & CHUDOBA, K.: Der Gneis vom Wartenstein im südlichen Hunsrück. — Sitzber. Niederrh. Geol. Ver. 23, 1929, S. 36—58, Bonn 1931.

---

## Eine geologisch-morphologische Übersichtskarte von Ostpreußen im Maßstab 1:300.000

VON PAUL WOLDSTEDT, Berlin

(Mit 4 Abbildungen)

Ostpreußen im Umfang vor dem gegenwärtigen Kriege, das heißt also mit Einschluß des Regierungsbezirkes Marienwerder und des Memellandes, aber ohne den Regierungsbezirk Zichenau, umfaßt rund 350 Meßtischblätter 1:25.000. Von diesen waren bis 1932 rund 130 geologisch aufgenommen, während mehr als 200 noch der Aufnahme harften. Da für eine beschleunigte Aufnahme in 1:25.000 ausreichende Kräfte nicht zur Verfügung standen, entschloß sich die damalige Leitung der Preußischen Geologischen Landesanstalt, zunächst eine geologische Übersichtskarte kleineren Maßstabes von Ostpreußen zu schaffen. Da

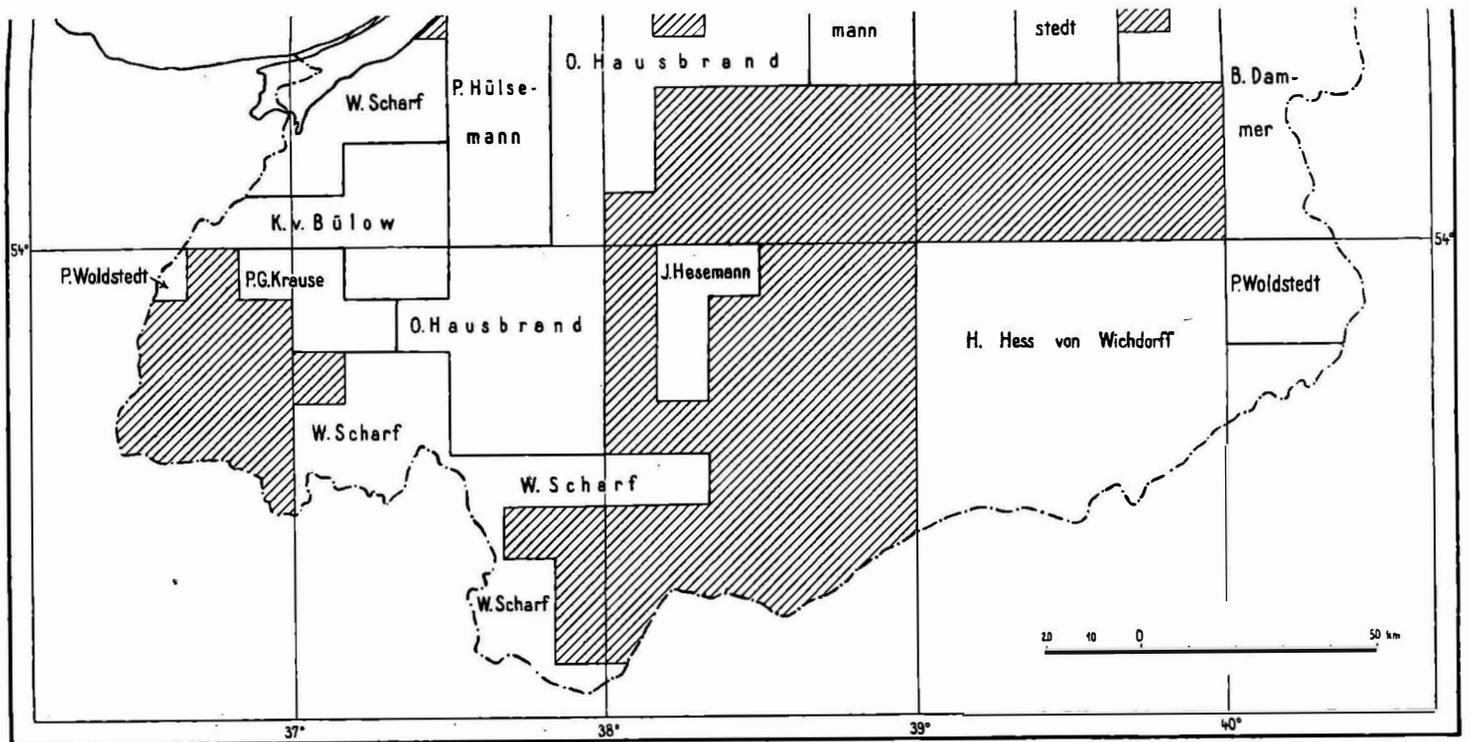
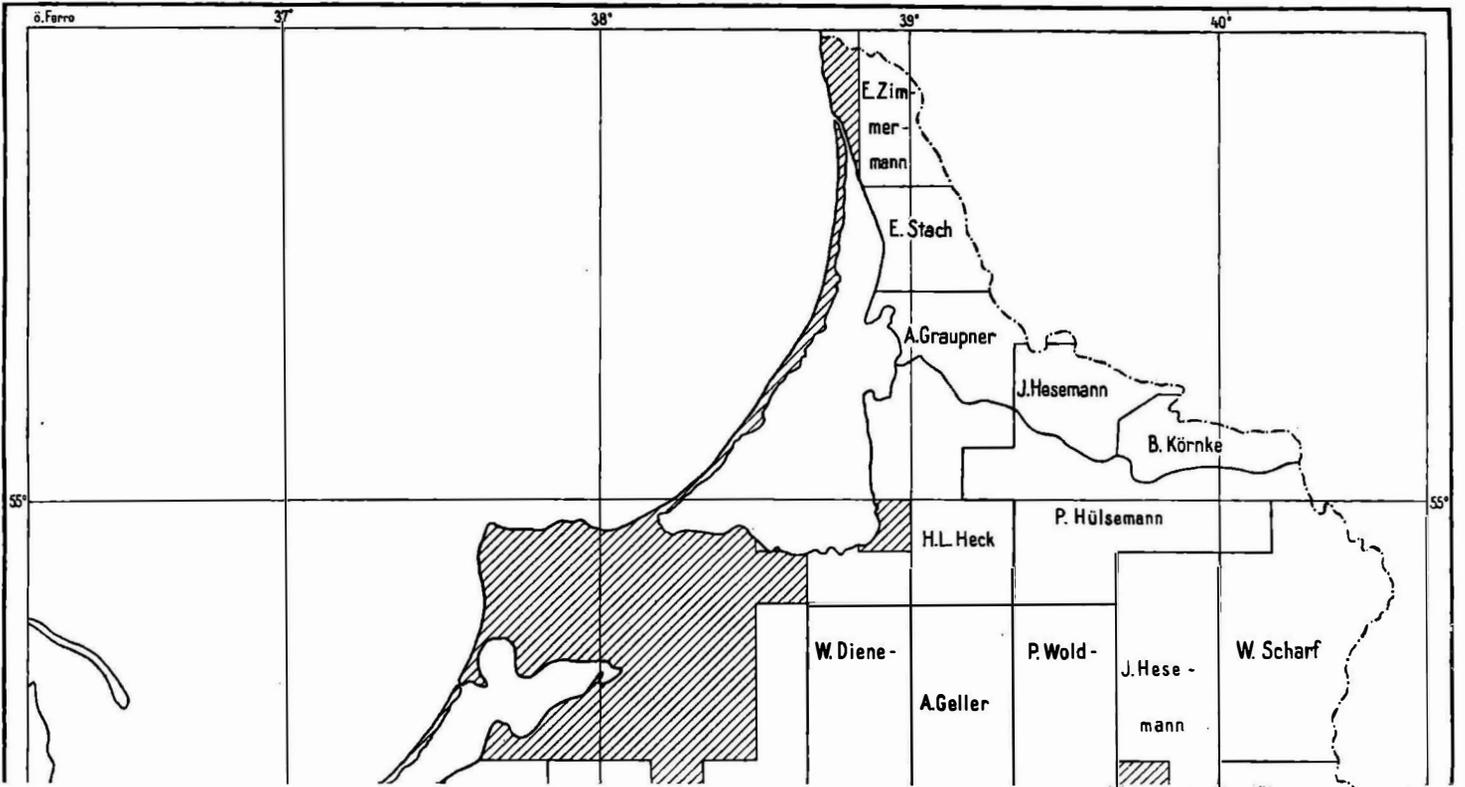


Abb. 1. Übersicht der geologischen Aufnahmen in Ostpreußen. Schraffiert: In Spezialaufnahme 1:25.000 vorliegend. Weiß: Übersichtsaufnahmen.

die „Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches im Maßstab 1:200.000“ nur für einen kleineren westlichen Teil des Gebietes vorhanden war, wurde als topographische Unterlage für die geplante Übersichtskarte von Ostpreußen die „Übersichtskarte von Mitteleuropa im Maßstab 1:300.000“ gewählt.

Die Notwendigkeit der Schaffung einer geologischen Übersichtskarte von Ostpreußen ist öfter betont worden (vgl. zum Beispiel K. ANDEE 1935). An älteren Übersichtskarten der Provinz lagen nur vor die (nicht vollständige) „Geologische Karte der Provinz Preußen im Maßstab 1:100.000“, in den Jahren 1866 bis 1888 aufgenommen von G. BERENDT, A. JENTZSCH und R. KLEBS, und ein Übersichtskärtchen im Maßstab 1:1,5 Mill. von E. KRAUS (1926). In demselben Maßstabe ist Ostpreußen auf meiner „Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes“ (1935) dargestellt worden.

Die geologischen Übersichtsaufnahmen der bisher nicht kartierten Gebiete wurden in den Jahren 1933 bis 1939 von einer größeren Anzahl von Geologen ausgeführt (vgl. hierzu Abb. 1). Die einheitliche Überarbeitung erfolgte auf Grund ausgedehnter Begehungen des gesamten Gebietes in den Jahren 1935 bis 1939 durch mich.

Da die Drucklegung der fertig vorliegenden Karte noch längere Zeit in Anspruch nehmen wird, sollen im folgenden die Hauptergebnisse der geologischen Aufnahme kurz mitgeteilt werden.

Ich bin dabei den einzelnen Autoren zu großem Dank verpflichtet. Die Einzelaufnahmen stammen von ihnen und sind ihr wissenschaftliches Eigentum. Wenn sich auch aus größeren Zusammenhängen heraus öfter eine andere Auffassung ergab, als sie die einzelnen aufnehmenden Geologen hatten, so haben sie doch die tatsächlichen Grundlagen der Aufnahme geschaffen, auf Grund deren erst eine wissenschaftliche Verknüpfung der Ergebnisse zu einem einheitlichen Kartenbild möglich war. Daß dieses trotz allem mit einiger Mühe verknüpft war und auch noch nicht überall zu einem befriedigenden Bild geführt hat, das liegt an der Unübersichtlichkeit der geologischen Verhältnisse Ostpreußens.

Ostpreußen läßt von N nach S fünf Hauptlandschaftszonen erkennen (vgl. Abb. 2):

1. Den nördlichen Teil der Provinz nimmt eine flache, nur gelegentlich etwas stärkeres Relief zeigende Landschaft ein, die vorwiegend von Grundmoräne aufgebaut wird. Ihre südliche Begrenzung wird etwa durch den Talzug Pregel—Inster—Memel gebildet.

2. Südlich von diesem folgt eine ausgeprägt ebene, von zahlreichen späteiszeitlichen Staubeckenablagerungen gebildete Landschaft, die mittelostpreußische Tonebene. Sie lehnt sich im S an die gleich zu schildernde Haupterhebungszone an. Mit ihr verzahnt sie sich teilweise im westlichen Bereich dadurch, daß Höhegebiete, die morphologisch zur Zone 3 gehören, weiter nach N vorspringen, wie der Stablack, oder auch ganz von Niederungen umfaßt werden, wie die Elbinger Höhe.

3. Das Rückgrat Ostpreußens wird durch eine kuppige, seenerreiche Haupterhebungszone gebildet, die von der unteren Weichsel bei Marienwerder und Stuhm über Mohrunen, Rastenburg nach Goldap und zur Rominter Heide verläuft. Es ist in der Hauptsache eine gewaltige Endmoränenlandschaft.

4. Südlich an diese anschließend und sich zum großen Teil mit ihr verzahnd, folgt eine mächtige Sanderzone. Sie zeigt ihre Hauptentwicklung im südöstlichen Ostpreußen, wo zwischen Hohenstein und

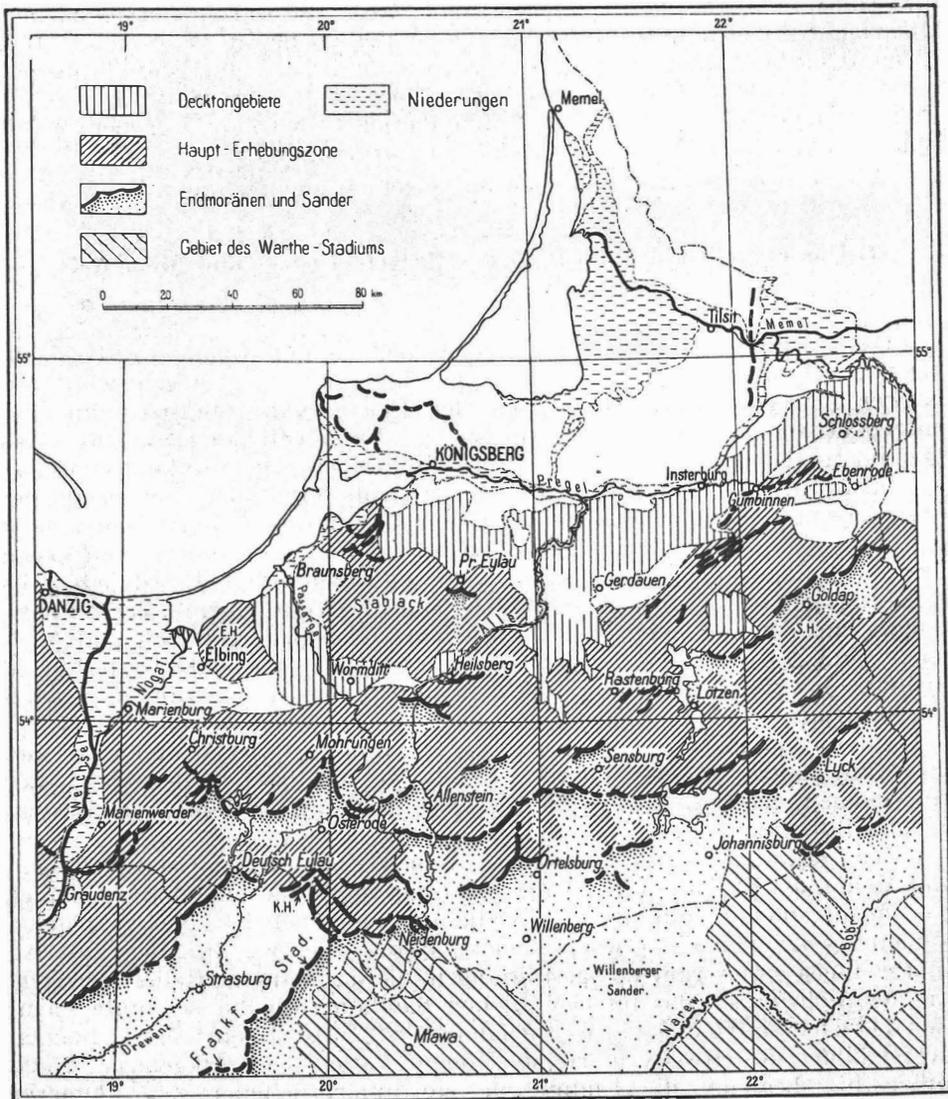


Abb. 2. Übersichtskärtchen von Ostpreußen, die Hauptlandschaften zeigend.

E. H., K. H., S. H. = Elbinger, Kernsdorfer, Scesker Höhe.

Die ebenen und flachwelligen Landschaften der Hochflächen sind weiß gelassen.

dem Spirdingsee riesige, durchweg nach SO, zum Narzew hin, geneigte Sandebenen ansetzen, die den Schmelzwässern des Eises ihre Entstehung verdanken.

5. Nur mit kleinem Anteil reicht eine weitere, fünfte Zone ins südliche und südöstliche Ostpreußen herein, eine Zone, die durch ausgeglichenerere Oberflächenformen und durch das völlige Fehlen der in Ostpreußen sonst so häufigen Seen ausgezeichnet ist. Es ist einmal das Gebiet südlich Gilgenburg und Neidenburg und weiter ein Gebiet südlich Gehlenburg (Biälla). Beide Gebiete sind, wie weiter unten dargelegt wird, mit großer Wahrscheinlichkeit dem Warthestadium zuzurechnen.

Wir besprechen nun die Zonen im einzelnen nacheinander.

### 1. Das ebene Gebiet nördlich des Pregel-, Inster- und Memeltals

#### (Memelgebiet und Samland)

Das nördlich der Memel gelegene Gebiet ist mit Ausnahme des Willkischer Höhenzuges größtenteils recht eben und nur gelegentlich etwas stärker bewegt. Ein größerer Teil der Fläche wird von Grundmoräne aufgebaut, so besonders im N und im SO. Im nördlichen Teil tritt dabei die von H. HESS VON WICHÜRPF (1911) beschriebene Drumlinlandschaft auf.

Im mittleren Memelgebiet überwiegen ebene Sandflächen, während der Geschiebemergel zurücktritt. Dabei ist die Natur dieser Sandflächen nicht ganz klar. Zum Teil mögen es Sanderflächen sein; zum andern Teil liegen hier aber vielleicht auch sonstige Verebnungsflächen vor. Es ist jedenfalls die Frage zu prüfen, ob es sich nicht zum Teil um marine Verebnungsflächen aus der Späteiszeit handelt, die dann postglazial gehoben sind. Vielleicht sind dabei mehrere Stufen zu unterscheiden. Es bleibt weiterhin zu prüfen, ob ein Ansteigen der Flächen nach N und ein Absinken nach S hin stattfindet.

Auf die ausgedehnten jungen Anschwemmungen des Memeldeltas und die damit zusammenhängenden Moore usw. sei an dieser Stelle nicht näher eingegangen, ebensowenig auf die Kurische Nehrung mit ihren verschiedenartigen Bildungen.

Der Hauptteil der ersten ostpreußischen Zone liegt zwischen Pregel- und Memeltal. Es ist ein fast ganz aus Grundmoränen aufgebautes Gebiet, das im allgemeinen nur als flachwellig zu bezeichnen ist. Nur in einigen Gebieten zeigt sich ein etwas stärkeres Relief, und wo dies der Fall ist, sind es meist endmoränenartige Bildungen, die das stärkere Relief erzeugen. Am deutlichsten ist das im eigentlichen Samland, wo die bekannte samländische Endmoräne vorhanden ist. Über dem sonst flachen Gebiet bildet sie teilweise markante Höhen, wie etwa im Alkgebirge. Nach außen hin begleitet die Endmoräne ein unterbrochener Zug kleinerer Sanderflächen. Bei Stangau endet der Zug am Pregeltal. Eine Fortsetzung nach O ist weder nördlich noch südlich des Pregeltals mit Sicherheit festzustellen. Vielleicht endete hier das Eis — wenigstens zeitweise — mit steiler Wand gegen das mittelostpreußische Staubecken, auf das wir unten näher eingehen.

Im Gebiet nördlich und nordöstlich Insterburg zeigt unsere erste Zone wieder etwas lebhafteres Relief, ohne daß es möglich wäre, hier etwa eine

deutliche Eisrandlage festzustellen. Möglicherweise liegt hier die Fortsetzung der Samland-Endmoräne vor. Sie wäre dann weiter zu suchen in der kuppigen Zone, die nördlich Kraupischken beginnt und über Lengwethen zur Memel bei Obereisseln zieht.

In ihrer Fortsetzung liegt nördlich des Memeltals die ausgeprägte Stauchmoräne des Willkischker Höhenzuges. Sie zeigt — nach den Aufnahmen von B. KÖRNKE — ein stark zusammengefaltetes Diluvium, ohne daß es möglich wäre, bei dieser Endmoräne ein deutliches „Vor-“ und „Hinterland“ zu unterscheiden. Möglicherweise liegt hier eine Stauchmoräne im Zwickel zwischen zwei Loben vor. Man könnte auch an eine Stauchmoräne zwischen totem und bewegtem Eise denken.

## 2. Die mittelostpreußische Tonebene

Sie schließt sich an die eben geschilderte Landschaft an und ist mit ihr, wie schon angedeutet wurde, wahrscheinlich dadurch verknüpft, daß die mutmaßliche Fortsetzung der samländischen Endmoräne mit dem Willkischker Höhenzug etwa die Lage der Eisfront andeutet, die nach S hin ein oder mehrere große Seebecken aufstaute.

In der mittelostpreußischen Tonebene wird die Oberfläche ganz überwiegend von dem bekannten ostpreußischen roten Deckton gebildet. Es handelt sich um einen roten Tonmergel, der an zahlreichen Stellen typische warwige Schichtung zeigt und bei dem gar kein Zweifel darüber bestehen kann, daß er in Wasser abgesetzt worden ist. Die Mächtigkeit ist stark wechselnd. Gewöhnlich liegt sie bei  $\frac{1}{2}$  bis  $1\frac{1}{2}$  m; darunter folgt vielfach ungeschichteter Geschiebemergel. Oft aber übersteigt die Mächtigkeit der geschichteten Bildungen mehrere Meter — so zum Beispiel bei Wormditt (vgl. unten).

Im Schrifttum spielt die Frage der Entstehung des ostpreußischen Decktons eine große Rolle. Es ist gar nicht zu verstehen, wie die Ansicht aufgestellt und immer wieder vertreten werden konnte, es handle sich bei dem Deckton um eine „Fazies“ der Grundmoräne. Davon kann für den weitaus überwiegenden Teil des ostpreußischen „Decktons“ gar keine Rede sein. Es handelt sich, wie dies in klarer Weise vor allem von E. MEYER (1918) herausgearbeitet worden ist, zweifellos um echte Beckenabsätze in einem Eisstausee (beziehungsweise in verschiedenen Stauseen). Die gelegentlich vorkommenden Geschiebe erklären sich sehr einfach durch Drift.

Von den zahlreichen Aufschlüssen, die typische, in stehendem Wasser abgesetzte Bändertone zeigen, seien hier nur ein paar aufgeführt.

1. Grube nahe dem Passarge-Ufer nordöstlich Spanden (Mbl. Wusen; zirka 40 m + N. N.).
  - a) Bis 0,5 m Flugsand.
  - b) 1 bis 2 m rötlich-grauer Bänderton. Die Warwen haben eine Dicke von 5 bis 10 cm. Zu unterst liegt eine breite geschiebemergelartige Warwe.
  - c) zirka 1 m fester heller Fein- bis Mehlsand.
  - d) 1 bis 2 m heller ziemlich feiner Sand.
2. Zgl. Agstein, nordwestlich Wormditt; zirka 65 m + N. N. (Bl. Wormditt).
  - a)  $\frac{1}{2}$  bis 1 m Ungeschichteter Ton und Sand (wahrscheinlich entschichteter Bänderton).

- b) zirka 2 m Bänderton, ganz typisch; durchschnittliche Dicke der Warwen 3 bis 8 cm. Einzelne Riesenwarwen. Die Schichten fallen schwach nach S, d. h. zum Innern des Wormditter Beckens ein.
3. Aufschluß bei Kl.-Schönau nördlich Friedland.
- a) 1 bis  $1\frac{1}{2}$  m unten typisch warwig ausgebildeter roter Deckton, oben entschichtet. Warwen einige Zentimeter mächtig.
- b) 0 bis  $\frac{1}{2}$  m Lehmig-steinige grundmoränenartige Schicht.
- c) 2 m Geschichteter Kies und Sand.
4. Ziegelgrube südöstlich Wormditt an der Landstraße nach Guttstadt; zirka 68 m + N. N. (Mbl. Wormditt).
- a) 1 bis 2 m grauer, undeutlich geschichteter Schluffsand, teilweise gestört und verfaltet („Würgestrukturen“); manchmal sind Teile von b mit in die Faltungsbewegung einbegriffen.
- b) 0,4 m feine, meist 1 bis 3 cm mächtige, scharf ausgebildete Warwen (mindestens 20), schwarz-weiß, typisch.
- c) 2 m warwiger Ton, teilweise grob und unregelmäßig gebändert; öfter auch gestört. Farbe: Schwach grau-rötlich. Einzelne Riesenwarwen.
- d) 1 m wieder schärfer ausgeprägte Warwen. Dicke durchschnittlich 5 cm. Die Warwen biegen sich über der Geschiebemergelauftragung (e) auf, wobei sie teilweise dünner werden, teilweise auch auskeilen.
- e) 3 bis 4 m sandiger, zum Teil auch sandstreifiger, sonst typischer Geschiebemergel; viel Senonbrocken enthaltend (was im allgemeinen typisch für die jüngste Grundmoränenbank Ostpreußens ist). Dieser Geschiebemergel ragt in der Mitte der Grube in die Schicht d hinein, wobei sich die Warwen an ihn anlagern.

In dem riesigen flachen Gelände, daß sich im Süden an den eigentlichen ostpreußischen Höhenrücken anlehnt, kam es zwischen diesem und dem Eisrand im Norden zur Bildung mächtiger Staubecken, in denen Seesedimente mit jahreszeitlicher Schichtung abgesetzt wurden. Anscheinend hatten wir bei diesen Stauseen eine ganze Reihe von verschiedenen Phasen. Es dürfte eine reizvolle Aufgabe sein, der Entwicklung dieser Phasen im einzelnen nachzugehen.

Es scheint, daß wir nicht nur am Nordrande des Höhenrückens, sondern auch z. B. am Stablack (Westrand) ein ganzes System von Uferlinien übereinander haben, deren höchste in beiden Fällen in etwa + 100 m NN liegen. Wahrscheinlich waren alle diese Phasen nicht von langer Dauer. Verwunderlich ist das ja nicht, wenn man bedenkt, daß der im Norden liegende Eisrand das Stauniveau bestimmte. Je nach der Höhe der Eiswand — die naturgemäß von Jahr zu Jahr wechselte — wurde das Wasser mehr oder weniger hoch aufgestaut, beziehungsweise fand — je nach dem verschiedenen Vorrücken des Eises — einen mehr oder weniger hohen Überlauf nach W hin. Gewisse Abläufe dieser Art sind in einzelnen Gebieten schon festgestellt (vgl. zum Beispiel Wnuck 1931). Im einzelnen ist hier, wie schon gesagt wurde, ein reiches Feld für weitere Untersuchungen vorhanden.

Ein besonderes, von dem großen mittelostpreußischen abgetrenntes Becken erstreckt sich aus der Wormditter Gegend nach W und NW. Es erfüllt hier die breite Niederung beiderseits der Passarge zwischen Stablack und Elbinger Höhe. Eine Begrenzung des Beckens nach N hin

ist nicht vorhanden. Dort, wo sich heute mit geringem Abfall die Passargebene zum Haffalluvium absenkt, das heißt, auf einer Linie Frauenburg—Braunsberg—Heiligenbeil, muß etwa der stauende Eisrand gelegen haben. Das Becken hat wahrscheinlich mehrere Abläufe nach W gehabt, und zwar südlich der Elbinger Höhe. Ein ältester Ablauf benützte das Alt-Christburger (Menthener) Tal, das die Wässer zur unteren Weichsel führte.

Spätere Abläufe dürften dem Weesketal bei Preußisch Holland gefolgt sein, beziehungsweise dies geschaffen haben.

Es wurde oben erwähnt, daß die höchsten Uferlinien dieses wie des großen mittelostpreußischen Stausees in etwa + 100 m NN liegen. Die Tonablagerungen selber gehen im allgemeinen bei weitem nicht so hoch hinauf. Sie erfüllen im wesentlichen die tieferen Teile der Becken, etwa von 60 bis 70 m ab.

Die Uferlinien gehen am Nordrand des *Stalacks* bis auf zirka 110 m herauf. Es wäre hier die Frage zu prüfen, ob dies vielleicht eine nach N zunehmende Hebung andeutet, die zum zentralen Gebiet der ehemaligen Eisbedeckung hin gerichtet ist.

Das mittelostpreußische Becken zeigt ein paar weit nach S vorspringende Buchten. Die bekannteste ist die *Schuppenbeiler Bucht* mit zwei noch weiter nach S ausgreifenden Teilbecken, die auf Rössel und Rastenburg hin gerichtet sind. Hier gehen die Tonablagerungen bis auf 90 m herauf. Nach N hin ist kein lückenloser Zusammenhang mit dem mittelostpreußischen Hauptbecken vorhanden. Vielleicht liegt hier also eine ältere, höhere Staustufe vor.<sup>1)</sup> Es ist aber die morphologische Abgrenzung gegen das Hauptbecken im N nur unvollkommen, so daß man auch mit der Möglichkeit rechnen muß, daß die Schuppenbeiler Bucht unmittelbar zum mittelostpreußischen Becken gehört.

Noch weniger sicher ist der Zusammenhang des *Heilsberger Beckens* mit dem mittelostpreußischen Hauptbecken. Die Tone liegen hier in zirka + 90 bis 100 m NN, und es ist keine Verbindung mit der Schuppenbeiler Bucht vorhanden. Wahrscheinlich liegt hier ein isoliertes Becken vor, ähnlich wie wir solche von mehreren Stellen des eigentlichen Höhenrückens kennen (siehe unten).

Außer den typischen Beckentonen mit ihren Sandzwischenlagen (*Warwen*) kommen auch kleinere und größere zusammenhängende Sandablagerungen vor, die zu einem ganz großen Teil ebenfalls Beckenablagerungen sein dürften. Teilweise sind sie räumlich unmittelbar mit den Beckentonen verknüpft — wie zum Beispiel in der Schuppenbeiler Bucht —, so daß kein Zweifel ist, daß sie zu den Beckenbildungen als Fazies gehören. Teilweise treten die Sande aber auch als isolierte Vorkommen auf, so daß bei ihnen eine Entscheidung, ob es sich um Beckenablagerungen oder andere Sande handelt, schwierig ist. Es dürfte aber sicher sein, daß ein großer Teil der Sandablagerungen der mittelostpreußischen Zone als Beckenablagerungen aufzufassen ist.

Daß es sich bei dem Beckenton (und Beckensand) um die jüngste eiszeitliche Bildung Ostpreußens handelt, die nicht mehr vom Eise überschritten wurde, geht nicht nur daraus hervor, daß der „Deckton“, wie der

<sup>1)</sup> TH. HURTIG (1935) möchte dies Gebiet jedenfalls abtrennen von der eigentlichen mittelostpreußischen Tonebene.

Name sagt, überall die oberste Schicht bildet, sondern vor allem auch aus den zahlreichen „Anlagerungsprofilen“ des Decktons am Rande der die Becken umgebenden Höhen. Deutlich zeigten dies zum Beispiel Aufschlüsse beim Bau der Reichsautobahn, wo diese von der Elbinger Höhe nach O heruntersteigt.

Ein Grund, weswegen immer wieder die Ansicht vertreten worden ist, daß der Deckton eine Fazies der Grundmoräne sei, ist die Beobachtung, daß Geschiebe im Deckton vorkommen. Sie werden, wie oben schon ausgeführt wurde, hinlänglich als durch Eisblöcke eingedriffet erklärt. Ein weiterer Grund ist die angebliche Beobachtung, daß gelegentlich der Deckton seitlich in echten Geschiebemergel übergehe. Ich selber habe einen solchen unmittelbaren Übergang nirgends beobachten können. Wohl ist gelegentlich eine Art Vertretung der beiden Bildungen vorhanden. Aber meist ist dann an der Grenze der beiden Bildungen zu beobachten, daß der Deckton allmählich über dem Geschiebemergel auskeilt. Gewisse Verzahnungen mögen auch dadurch zustande gekommen sein, daß, wie E. MEYER (1919, S. 300) ausführt, „in dem Becken noch größere, mit einer Innenmoräne beladene Partien und Blöcke von totem Eise lagen, die langsam abtauten, während ringsherum Deckton abgesetzt wurde“.

Im Anschluß an die Ausführungen über den Deckton ist ein kurzes Wort über den Inster-Pregel-Talzug zu sagen. Seine Geschichte ist von B. KÖRNKE (1930) eingehend untersucht worden — mit dem Nachweis, daß dies Tal jedenfalls schon in einer früheren, vielleicht interglazialen, Zeit angelegt worden sei. Trotzdem kann ihm aber der Charakter eines „Urstromtales“ nicht abgesprochen werden. Als solches hat es offenbar in einem spätglazialen Zeitabschnitt gedient, als — nach Abbau der eigentlichen Stauseephase, in der der mittelostpreußische Deckton gebildet wurde — Wasser von NO her, vom Jura-becken, durchbrachen und einen Ausfluß zur Gegend des Frischen Haffes gewannen.

### 3. Der zentrale ostpreußische Höhenrücken

(mit den vorgelagerten isolierten Erhebungen)

Das Rückgrat von Ostpreußen wird gebildet von einer kuppigen, seereichen Zone, die mit einem Streichen von WSW nach ONO die ganze Provinz durchzieht. Ihr gehören die höchsten Erhebungen an: im Südwesten die Kernsdorfer Höhe mit 314 m Meereshöhe, im Osten die Seesker Höhe mit 309 m. Der Haupterhebungszone sind zwei Höhengebiete vorgelagert, die nach Form und Entstehung zum Hauptgebiet gehören, von ihm aber durch eingreifende Täler und Becken abgetrennt sind. Es handelt sich um die Elbinger Höhe und den Stablack, die wir zunächst für sich besprechen.

Die Elbinger Höhe erscheint als rundliche Kuppel, die ringsherum verhältnismäßig steil zur Umgebung abfällt. Nur nach SO ist ein gewisser Übergang zur Haupterhebungszone vorhanden, der von der Weeskesenke unterbrochen wird. Der an allen anderen Seiten verhältnismäßig steil abfallende Rand der Elbinger Höhe ist von zahlreichen Erosionstälern zerschnitten, ganz besonders an der nordwestlichen, zum Haff gerichteten Seite. In diesem Gebiet muß in der Späteiszeit eine besonders kräftige Ausräumung stattgefunden haben. Das landschaftliche Bild dieses Gebietes

mit seinen tief eingeschnittenen Tälern ist dadurch besonders reizvoll („Vogelsang“ bei Elbing, „Dörbecker Schweiz“ usw.).

In diesem Gebiet ist auch der Aufbau des nördlichen Teils der Elbinger Höhe in zahlreichen Gruben aufgeschlossen. Alle hier zutage tretenden Schichten — mehrere Grundmoränenbänke, Sandkomplexe, rote Tonmergel und Yoldientone<sup>2)</sup> — sind derartig miteinander verfaltet und verknietet, daß es bisher nicht möglich gewesen ist, die genauere Stratigraphie der Ablagerungen zu klären. Die Haupterstreckungsrichtung der Falten scheint parallel mit dem Küstenverlauf, das heißt, in diesem Gebiet von SW nach NO zu gehen. Doch ist eine genaue analytisch-tektonische Untersuchung der Faltungszone dringend erwünscht.

Was die Oberflächenformen der Elbinger Höhe anbelangt, so steht das zerschnittene Randgebiet in einem gewissen Gegensatz zur eigentlichen Höhe. Diese selber zeigt ein geringeres Relief. Es ist am ehesten als wellig zu bezeichnen. Charakteristisch ist dabei eine ausgeprägte Orientierung der Rücken und Senken. Diese Orientierung geht im westlichen Teil der Höhe von NNO nach SSW, im östlichen Teil mehr von NNW nach SSO. Es handelt sich also um einen nach S schwach divergierenden Fächer. Verhältnismäßig schmale, langgestreckte Rücken sind es, die manchmal — mit nur geringen Unterbrechungen — über viele Kilometer weit in derselben Richtung fortstreichen.

Über die Entstehung dieser Orientierung sind zwei Ansichten geäußert worden: Die einen (BEURLÉN 1927, WINDE 1931) sehen in den orientierten Rücken Endmoränen, die anderen (OLBRICHT 1924, KÖRNKE 1938) drumlinartige Gebilde. Die Ansicht, daß es sich um Stauch-Endmoränen handle, wird anscheinend gestützt durch die am Haffrande gelegenen Aufschlüsse, die, wie erwähnt, eine außerordentlich starke Faltung des Untergrundes zeigen. Diese lassen auch gar keinen Zweifel daran, daß zunächst eine bedeutende Schubphase die Elbinger Höhe betroffen hat. Es ist aber fraglich, ob auch die letzte Formung, wie sie die Oberfläche mit ihrem divergierenden Rückensystem zeigt, lediglich auf diesen Stauchungsvorgang zurückgeht. Wahrscheinlich ist, daß hier eine der Faltung folgende drumlinartige Verformung der Oberfläche vorliegt. Den Vorgang haben wir uns etwa folgendermaßen vorzustellen: Zunächst stauchte das Eis beim Vordringen die randlichen Teile der Elbinger Höhe — die also damals schon eine gewisse Erhebung gebildet haben muß. Nachdem der Höhenzug vom Eise überwältigt war, geschah beim weiteren Vorrücken des Gletschers unter ihm die drumlinartige Verformung der Oberfläche. Wir werden weiter unten sehen, daß es in Ostpreußen eine ganze Zone ist, die diese Drumlinformen zeigt.

Bemerkenswert ist das fast völlige Fehlen von Seen, insbesondere von großen Rinnenseen, auf der Elbinger Höhe. Das scheint darauf hinzuweisen, daß die Oberflächenformen dieses Gebietes dem vorrückenden, nicht dem abschmelzenden Eise ihre Entstehung verdanken. Es fand keine Versenkung von Toteis statt.

Das zweite der eigentlichen zentralen Haupterhebungszone vorgelagerte Höhengebiet ist der Stablack, der bis 216 m Höhe erreicht und damit die Elbinger Höhe (mit 189 m) noch um etwa 30 m übertrifft.

<sup>2)</sup> Vgl. die zusammenfassende Behandlung bei TR. MÜLLER 1931.

Bau und Oberflächengestaltung des Stablack (vgl. dazu E. MASUHR 1923) sind nicht so einheitlich und leicht zu überblicken wie bei der Elbinger Höhe. Fast überall, wo Aufschlüsse vorhanden sind, zeigt sich auch hier eine starke Stauchung des Untergrundes. Weiter sind, wie bei der Elbinger Höhe, viele Gebiete — so die Gegend nordwestlich Landsberg — durch drumlinartige Formen gekennzeichnet, deren Erstreckung hier von NNO nach SSW geht (vgl. hierzu B. KÖRNKE 1931). Aber diese drumlinartige Verformung ist nicht so einheitlich und nicht so regional verbreitet wie auf der Elbinger Höhe. Während letztere durchweg die Formen vorrückenden Eises zeigt, sind auf dem Stablack auch solche von Rückzugsstadien vorhanden. Hierzu ist zum Beispiel der später nicht mehr vom Eise überschrittene Ne u e n d o r f e r S a n d e r südlich Preußisch Eylau zu rechnen. Er gehört zu einem kurzen Vorstoß des Eises, der bis zum Höhengelände südlich Preußisch Eylau gedieh, den ganzen Stablack aber nicht mehr überwältigte.

Seen fehlen dem Stablack fast ebenso vollständig wie der Elbinger Höhe. Als typischer Rinnensee ist nur der T i e f e n s e e südlich Zinten zu nennen.

Eigenartig ist die südliche Begrenzung des Stablack gegen die Wormditter Ebene. Diese Begrenzung sieht zum Teil einer Endmoräne ähnlich — so zum Beispiel in der Gegend von Agstein—Kleefeld südwestlich Mehlsack. Die Frage, ob hier wirklich eine Endmoräne vorliegt und ob das vorgelagerte Sandgebiet ein Sander ist, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden. Möglicherweise liegt hier ein später teilweise überlauter Sander vor.

Am äußersten Ostende der Wormditter Ebene ist die eigenartige K a m e s l a n d s c h a f t von Raunau-Launau entwickelt. Durch sie und das weiter östlich vorhandene wellige Gelände von Reimerswalde hängt der Stablack zusammen mit der zentralostpreußischen Erhebungszone.

Die Rücken sind im südlichen Teil des Gebietes, besonders bei Launau meist schmal, langgestreckt und steilgebösch, das heißt, sie sind ihrer Form nach o s a r t i g. Meist sind sie aufgebaut aus Sand und kiesigem Sand, der manchmal von Grundmoräne ummantelt wird. Besonders ausgeprägt sind zwei langgestreckte, wenn auch im einzelnen oft unterbrochene Züge, die sich aus der Gegend etwa 2 km südwestlich von Raunau über 6 bis 7 km bis in die Gegend von Zechern verfolgen lassen. Sie sind teils auf beiden, teils auf einer Seite von langgestreckten Senken begleitet. Die beiden Züge zielen direkt auf die Aufschüttungsregion des Wichertshofer Sanders hin.

In anderen Teilen des eben beschriebenen Geländes treten ganze Hügelgruppen mit vorherrschend nord—südlicher Erstreckung und einem Aufbau im wesentlichen aus Sand auf. Hier kann man von einer K a m e s l a n d s c h a f t sprechen. Eine solche ist zum Beispiel westlich und nordwestlich von Raunau entwickelt. Kames und Rücken gehen ineinander über; eine scharfe Trennung ist nicht möglich.

Die Launauer Rücken- und Kameslandschaft ist entwickelt längs einer Stufe, an der ein etwas höheres kuppiges und vorwiegend aus Lehm aufgebautes östliches Gelände zu einem tiefergelegenen aus Sand aufgebauten westlichen abbiegt.

Diese kamesartige ausgebildete Grenzzone ist teilweise (vgl. zum Beispiel O. BERNINGER 1923) als Endmoräne aufgefaßt worden, die die Heilsberger Staffel mit dem Stablack verbinden soll. Daß der Eisrand einmal so verlaufen sei, ist nicht von der Hand zu weisen. Aber die Rücken als einfache Endmoränenbildungen zu deuten, erscheint mir nicht ohne weiteres angängig. Ihre Geschichte dürfte komplizierter sein.

Für die Auffassung dieser Zone als Eisrandzone würde der Umstand sprechen, daß westlich an die Launauer Kameslandschaft sich eine schwach nach W geneigte Sandebene anschließt, deren Oberflächengestaltung an die eines Sanders erinnert. Freilich ist die Neigung geringer, als sie sonst in Aufschüttungsregionen eines Sanders üblich ist. Auch weicht die Oberflächengestaltung, vor allem im östlichen Teil, von der eines Sanders ab. Wo das Sandgebiet sich an die eigentliche Kameszone anschließt, sind zunächst breite, flache, vorwiegend nord—südlich gerichtete Sandschwellen vorhanden, die von breiten moorerfüllten Senken derselben Streichrichtung unterbrochen sind. Die Schwellen werden, je weiter nach W, umso flacher, wenn sie nicht, wie im Wormditter Stadtwald und dem Wagtener Zinswald, verdünnt sind. Die ebenen Flächen gehen im allgemeinen bis auf 85 m + NN herauf. Wo Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen sie in den tieferen Teilen einen schwach kiesstreifigen Sand, der oben von feineren Sanden überlagert wird. Weiter im W — so südlich Schillingsgut (Bl. Mighenen) — überlagert fluvioglazialer kiesiger Sand einen typischen Bänderton (Warwenton). Ob es sich hier um denselben Bänderton handelt, wie er bei Wormditt auftritt, erscheint zweifelhaft. Wahrscheinlich ist er älter als dieser.

Auf der Übersichtskarte von Ostpreußen ist die Wormditter Sandebene mit der Signatur des Beckensandes bezeichnet worden. Das ist eine Behelfslösung; denn die Sande sind sicher zum Teil anderen Ursprungs (fluvioglazial). Aber es sieht so aus, als seien Beckensande weit verbreitet und überlagerten teilweise die fluvioglazialen Sande.

In der Wormditter Gegend treten dann zunächst einzelne Tonflächen auf (vgl. das oben angegebene Profil der Ziegelci Wormditt), die sich weiter westlich zu einem einheitlichen Tongebiet zusammenschließen. Das Lageverhältnis des Tones zum Sand ist nicht ganz klar, wenn auch im westlichen Gebiet der Ton überall zu oberst liegt. Die Tonebene folgt dann weiter dem Passargetal nach NW.

Wir kommen nun zur eigentlichen zentralen Erhebungszone, die das Rückgrat der ganzen Provinz bildet. Es handelt sich bei ihr um eine gewaltige Endmoränenlandschaft, die aus zahllosen kleineren und größeren Endmoränenstaffeln zusammengesetzt ist. Zahlreich sind die Versuche, das auf den ersten Blick unübersehbare Gewirr von Kuppen und Hügeln zu entwirren und die Gesetzmäßigkeiten des Aufbaus zu klären. Es gelingt aber zunächst nur, einige Hauptzüge herauszuholen. Im einzelnen bleibt noch vieles ungeklärt.

Verhältnismäßig einfach ist der Aufbau im westlichen Teil (Blätter Danzig—Marienwerder). Der nördliche Teil des Höhenrückens ist hier eine kuppige Grundmoränenlandschaft, die gelegentlich wieder eine Orientierung in Nord—Süd-Richtung von drumlinartigem Charakter zeigt.<sup>3)</sup> Wir haben hier

<sup>3)</sup> Vgl. für das Gebiet des Oberlandes die Arbeit von G. WNUCK 1931.

die Fortsetzung der drumlinartig ausgebildeten Oberflächen der Elbinger Höhe und des Stablacks vor uns. Die drumlinartige Streifung hat in diesen Gebieten allerdings nicht die deutliche Ausbildung und die räumliche Verbreitung wie auf der Elbinger Höhe. Meist sind es nur kleinere Gebiete, die unterbrochen werden von Zonen anderer oder nicht ausgeprägter Orientierung.

Die Höhen nehmen nach S zu, und im Kern des Höhenrückens treten echte Endmoränen auf, an die sich zum Teil riesige Sanderflächen anschließen. Die Hauptendmoränenstaffel wird etwa durch die Orte Garnsee—Alt-Christburg—Liebemühl—Jablonken—Reußen—Nikolaiken bezeichnet. Dabei ist der Verlauf im Bereich zwischen Garnsee und Riesenburg noch unsicher (vgl. für dies Gebiet W. BAYREUTHER 1931). Es ist zweifelhaft, ob hier eine echte Endmoräne vorliegt —, da kaum Andeutungen von Sanderbildungen an der Außenseite vorhanden sind. Erst in der Gegend von Alt-Christburg wird der Charakter als Endmoräne deutlicher. Westlich Alt-Christburg legt sich in einen einspringenden Winkel des Eisrandes — mit der Spitze bei Mark — ein mächtiger, vorwiegend von großen Forsten („Forst Alt-Christburg“) eingenommener Sander, den wir als Alt-Christburger Sander bezeichnen. Er ist von zahlreichen Seen, Rinnen und Senken durchsetzt, die versenktem Toteis ihre Entstehung verdanken. Die Hauptaufschüttungsregion lag südlich Mark. Die Aufschüttung muß besonders in der höheren Sanderpartie über ungeheure Mengen versenkten Toteises hin erfolgt sein. Nach dem Austauen des Toteises ist heute in vielen Gebieten ein einheitliches Sanderniveau überhaupt nicht mehr zu erkennen. Nur an einzelnen Stellen sind noch Reste der alten Ebenheit vorhanden.

Im südlichen Teil des Sanders, der sich hier an das Geserich-Seen-System anlegt, waren die versenkten Toteisreste rinnenförmig angelegt. So ist hier heute die Ebenheit des Sanders unterbrochen von mehr oder weniger zusammenhängenden Senken, in denen perlchnurartig kleinere und größere Seen und Senken hintereinander liegen. Der Sander verengt sich trichterförmig nach S (in der Gegend der Schönberger Forst) und stößt bei Deutsch-Eylau gegen den hier ansetzenden älteren Deutsch-Eylauer Sander ab. Der zuletztgenannte Sander, der südlich des Geserich-Sees ansetzt, gehört zu einer älteren Eisrandlage, die von Briesen in nordöstlicher Richtung über Bischofswerder nach Deutsch-Eylau geht, um dann in östlicher Richtung auf die Kernsdorfer Höhe weiter zu ziehen.

Die Kernsdorfer Höhe selber stellt die mächtigste Stauchmoräne dar, die in Ostpreußen vorhanden ist. Es handelt sich hier um ein massives Höhengelände, das in weiten Gebieten über 200 m hoch liegt und in seinem Gipfel 312 m erreicht. Die Erhebung, die im Gebiet nordöstlich Löbau einsetzt, zeigt hier ein ausgeprägtes nordöstliches Streichen der einzelnen Rücken. Bei Peterswalde biegt dies Streichen um in ein südöstliches, das besonders ausgeprägt in der Döhlauer Forst ist. Es liegt also in der Kernsdorfer Höhe ein ähnlicher divergierender Fächer vor, wie wir ihn von der Elbinger Höhe kennengelernt haben. Es liegt nahe, an eine ähnliche Entstehung zu denken, das heißt, an eine Stauchung und spätere Überfahung einer schon vorhandenen Erhebung.

Zeichen intensiver Stauchung des Untergrundes sind öfter zu beob-

achten. So zeigt, um nur ein Beispiel zu nennen, die Ziegelei am Bahnhof Klonau steil aufgefaltetes Tertiär.

Um die Geschichte der Kernsdorfer Höhe im einzelnen zu klären, bedarf es noch genauerer Untersuchungen, als sie bei Gelegenheit der Übersichtsaufnahme ausgeführt werden konnten. In einer Schlußphase scheint sich jedenfalls der Eisrand im NO an die Kernsdorfer Höhe angelegt zu haben. Hier ist das riesige Steinlager von Steinfließ vorhanden. Ein Aufschluß zeigt hier zu oberst 2 bis 3 m grobe, bis kopfgroße Schotter, die meist gut horizontal geschichtet sind und nur an den Flanken schwach nach außen abfallen. Darunter liegen feine geschichtete Sande und typische Grundmoräne, die — unabhängig von der Schotterkappe — gefaltet sind.

Riesige Endmoränen der gleichen Phase sind in der östlichen Fortsetzung dieses Gebietes — nach einer Unterbrechung, in der die Körtsteiner Oslandschaft liegt (siehe unten) — zwischen Geierswalde und Klein Plötzdorf vorhanden. —

An der Saalfeld-Mohrunger Staffel setzt südöstlich Mohrungen am Süden des Nariensees ein neuer großer Sander an, der Reussener Sander. Er umfaßt das große Waldgebiet der Forsten Prinzwald und Liebmühl und zeigt eine ähnliche Oberflächengestaltung wie der Alt-Christburger Sander, das heißt, weitgehende Zerschneidung und Unterbrechung durch Toteissenken. Die obere Abgrenzung des Sanders gegen die Endmoränenzone ist ungenau und schwierig zu ziehen. Nördlich Schwenkendorf ist in der Wurzelregion des Sanders eine Art Kameslandschaft entwickelt, wobei die Kamesbildungen in der Fließrichtung des Eises orientiert sind (d. h. hier von Norden nach Süden). Der südliche Teil des Sanders ist unterbrochen durch eine breite jüngere Talung, die von Locken über Osterode nach SW in das Drewenztal geht. Der nördliche Teil dieser Talung hat kaum Gefälle. Der Talboden liegt im allgemeinen bei + 95 bis 100 m NN. Man könnte hier an einen langgestreckten Stausee denken. Doch sprechen die Talflanken für ein Einschneiden durch fließendes Wasser. Vielleicht fand auch zunächst fluviatile Ausräumung statt, der eine Stauseephase folgte. Nach SW zu wird das Gefälle deutlicher. Möglicherweise liegt auch eine geringe Kippung des nördlichen Geländes vor. Das Lockener Tal hat einerseits Verbindung nach NO zur Brückendorf-Kallistener Rinne, und andererseits nach O über Pulfnick—Neu-Schöneberg zum Alletal bei Kaltfließ (Bl. Göttkendorf). Durch das zuletzt genannte Tal geschah der Abfluß der Schmelzwässer, während das Eis an der Sternberger Endmoräne (nördlich Guttstadt) lag und der Guttstädter Sander aufgeschüttet wurde.

Die bisher betrachtete Hauptendmoräne, die Saalfeld-Mohrunger, löst sich nach O hin in eine Reihe von Teilstaffeln auf. Die Hauptstaffel geht — in zunächst südöstlicher, dann östlicher Richtung — über Forst Jablonken in das Gebiet südlich des Wulping-Sees, um dann über Wygodda mit Umbiegen auf nordöstliche Richtung in die Gegend südlich Bischofsburg zu verlaufen. Von hier aus ist die Richtung wieder rein östlich bis Nikolaiken, um dann leicht nach ONO aufzubiegen (vgl. H. HESS von WICHENDORF 1926). Die Endmoräne ist hier bis in die Gegend von Rostken zu verfolgen. Die weitere Fortsetzung ist unsicher.

Fast auf der ganzen geschilderten Erstreckung ist die Endmoräne außen von sandigen Bildungen begleitet. Diese Bildungen zeigen aber in vielen Fällen nicht den typischen Charakter von Sanderflächen. Vielfach ist es ein ganz unregelmäßig kuppiges und völlig unübersehbares Gelände, das den Außenrand der Endmoräne begleitet. Typisch ist zum Beispiel das Gelände zwischen Reußen und Wygodda. Die höchsten Partien der an die Endmoräne anschließenden Sandfläche liegen hier in etwa + 160 bis 170 m NN. Das Gelände ist im allgemeinen außerordentlich kuppig. Nur begrenzte Gebiete zeigen eine gewisse Ebenheit. Geht man in der Sandfläche nach S, so bleibt im allgemeinen die Kuppigkeit bestehen, aber die Höhen nehmen mehr oder weniger regelmäßig nach S ab. Wir haben ganz zweifellos ursprünglich ein gleichmäßig nach Süden gehendes Gefälle, d. h. eine echte Schmelzwasser- oder Sanderebene gehabt, die nur heute völlig aufgelöst ist. Es kann gar keinem Zweifel unterliegen, daß dieser Sander weitgehend über Toteis geschüttet worden ist. Der Sander erhielt seine unregelmäßige Oberfläche erst dann, als das versenkte Toteis ausschmolz.

Die Grenze der kuppigen Sanderausbildung wird nach S hin durch eine ziemlich scharfe Linie gebildet, die etwa durch die Orte Kurken, Jedwabno, Ortelsburg, Babienten zur Südspitze des Spirding-Sees verläuft. Bis hierher etwa muß der vorhergehende Eisvorstoß gegangen sein, bei dessen Zurückschmelzen eine Unmenge Toteis zurückblieb. Dies Toteis wurde von den Schmelzwässern der Hauptstandphase weitgehend übersandet und schmolz erst wesentlich später wieder aus.

Manchmal — wie bei Wuttrienen — liegen Grundmoränengebiete wesentlich tiefer als das Niveau des umgebenden Sanders, und trotzdem hat eine Überschüttung des Geschiebemergels durch Sand nicht stattgefunden. Wir müssen annehmen, daß hier größere Eistafeln lagen, deren Oberkante über das Sanderniveau hinausragte, so daß Sand auf ihnen nicht abgelagert werden konnte. So bildet heute die in den tieferen Partien dieser Eistafeln vorhanden gewesene Grundmoräne die Oberfläche, gegen die der Sander mit einer Stufe abfällt (vgl. die schematische Abb. 3). Wie ausgedehnt teilweise diese Toteisblöcke waren, sehen wir am Spirding-See. Er muß in dieser Phase von einer einheitlichen riesigen Toteisplatte bedeckt gewesen sein, die die flache hier vorhandene Senke vor der Zuschüttung schützte (vgl. für dies Gebiet auch Th. HURIG 1935, dem ich jedoch in seinen Ausführungen nur teilweise folgen kann).

Manchmal ist die Einschüttung von Sand und Kies nur in schmale Lücken zwischen großen Toteisgebieten erfolgt. Es entstehen dann Kameslandschaften, wie sie zum Beispiel bei Sensburg ausgebildet sind.

Wie schon erwähnt wurde, endet die besonders stark kuppig ausgebildete Sander-Zone an einer etwa 15 bis 20 km auswärts gelegenen Linie, die die Grenze des vorhergehenden Eisvorstoßes bezeichnet. Aber auch noch weiter außerhalb müssen kleine Gebiete von der Weichsel-Vereisung früher bedeckt gewesen sein. Einzelne Staffeln in der Neidenburger und Gilgenburger Gegend, weiter isolierte Endmoränenreste im nördlichen Teil des Willenberger Sanders dürften zu diesen älteren Stadien (Brandenburger oder Frankfurter Stadium?) der Weichsel-Vereisung gehören.

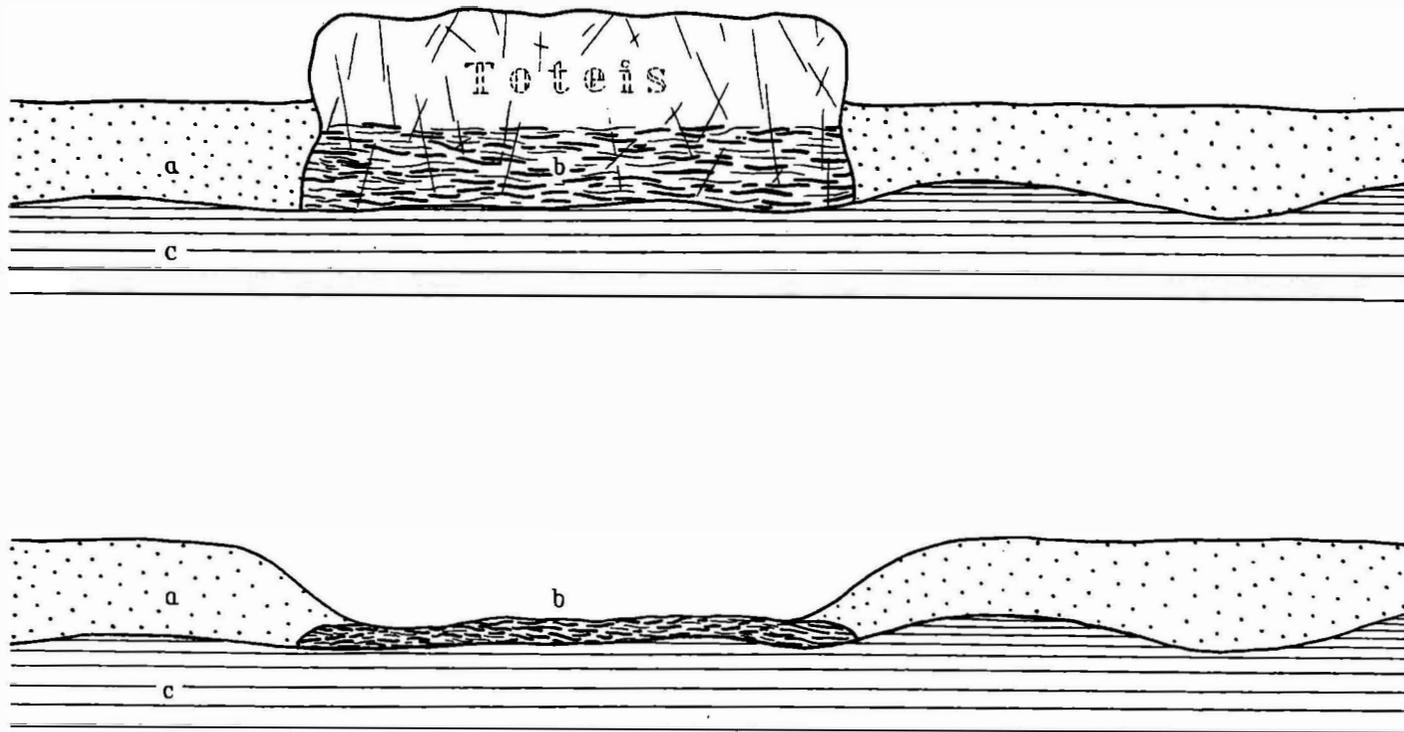


Abb. 3. Schematische Skizze, die Aufschüttung von Sand gegen Toteisblöcke verdeutlichend.  
 a. Jüngerer Sand (Sander eines weiter rückwärts liegenden Eisrandes).  
 b. Grundmoräne. Oben: Im Toteisblock zwischen Eisschichten. Unten: Nach Abtauen des Eises zusammengesunken, randlich jetzt vom Sand überdeckt.  
 c. Untergrund, auf dem der Toteisblock liegen geblieben ist.

Der zentrale Höhenrücken nördlich der eben geschilderten Hauptendmoränenlinie wird zum größten Teil von sogenannter „Kuppiger Grundmoränenlandschaft“ mit zahlreichen kleinen und großen Seen, Wannen und Pfuhlen gebildet. Diese „Kuppige Grundmoränenlandschaft“ läßt wieder in manchen Gebieten ihrer nördlichen Zone eine drumlinartige Ausformung mit Nord—Süd-Streichen erkennen (z. B. in der Gegend von Lautern südlich Bischofstein). In anderen Gebieten sind — parallel mit der Hauptstreckungsrichtung des Landrückens streichende — kleinere oder größere Endmoränenzüge vorhanden, an die sich vielfach nach S hin Sander anschließen. Eine Staffel dieser Art scheint aus der Gegend westlich Allenstein über Gr.-Cronau in die Gegend von Sehesten nördlich Sensburg zu verlaufen. Mit ihr stehen der Wartenburger, Bischofsburger und Sensburger Sander in Verbindung.

Vielleicht hat diese Staffel eine Fortsetzung nach NO über die Gegend südöstlich Rastenburg zur Gassöwener Endmoräne (mit dem Kultener Sander) und weiter zur großen Endmoräne nordwestlich Goldap und am Nordrand der Rominter Heide, die am Nordrand des Wyszyter Sees endet. Westlich von Allenstein scheint diese Rückzugsstaffel sich mit der Hauptstaffel zu vereinigen.

Es tritt hier auch ein weiteres Element auf, das im ganzen Höhenrücken eine wichtige Rolle spielt: kleinere oder größere Staubecken, die meist von Ton und Sand, vielfach mit schöner Warvenbildung, erfüllt sind. Ein ausgeprägtes Becken dieser Art ist in der Gegend von Alt-Wartenburg vorhanden (Aufschlüsse der Ziegelei bei Lengainen südöstlich des Wadang-Sees).

Sehr hoch gelegene kleinere Staubecken finden sich im Bereich der Seesker Höhe (vgl. hierzu W. ZEISS 1931). Ihre Entstehung muß man sich wohl so vorstellen, daß in diesem Gebiet gerade die größten Höhen es waren, die zuerst durchschmolzen und daß sich hier Staubecken zwischen Eiswänden bildeten, beziehungsweise zwischen einer Höhe und einer Eiswand auf der anderen Seite. Heute streichen die Schichten dieser Staubecken häufig auf mehreren, manchmal auf allen Seiten ins Freie hinaus — weil jetzt die ehemals stauenden Eiswände fehlen.

Nördlich der eben geschilderten Endmoränenstaffel, die wir als Rominter Staffel bezeichnen können, liegt im östlichen Ostpreußen die Kucklinskallener Staffel, die aus der Gegend von Neu-Pillkallen (westlich Darkeim) bis in die Gegend von Plicken und Gertschen südlich Gumbinnen zu verfolgen ist.

Über die Natur der Kucklinskallener Hügel — ein System eng zusammenliegender paralleler Rücken — ist mehrfach diskutiert worden. Ich glaube nicht, daß man sie als Oser auffassen kann (vgl. dazu P. G. KRAUSE 1913). Ganz deutlich sind die Rücken gestaucht. Im Kern der mit Grundmoräne überdeckten Hügel sind mehrfach steil aufgedrehte Sande und Kiese zu beobachten. Da die Richtung mit der allgemeinen Streichrichtung des Höhenrückens übereinstimmt, der ja auch sonst die Endmoränen folgen, sehe ich in dem Kucklinskallener Zug eine echte Stauchmoräne. Es fehlen allerdings deutliche Sander an der Außenseite. So liegt hier möglicherweise eine Endmoräne zwischen lebendigem Eis (im Norden) und totem Eis (im Süden) vor, wie dies auch B. KÖRNKE (1930)

vermutet. Als isoliertes Staubecken liegt zwischen der Kucklinskallener und der Rominter Staffel das Skallischer Becken — mit zahlreichen Terrassenstufen in verschiedener Höhenlage.

Nach NO taucht diese Endmoräne in das große ostpreußische Tonbecken ein und verschwindet in ihm.

Der Kucklinskallener Staffel ist nach Norden parallel vorgelagert eine kuppige endmoränenartige Zone, die aus der Gegend von Sodehnen über Berschkurren nach Jenkutkampen (südwestlich Schloßberg) zu verfolgen ist. Sie trennt von dem mittelostpreußischen Hauptbecken das Gumbinnen-Ebenroder Teilbecken ab. Eine echte Endmoräne liegt in diesem Zuge wohl nicht vor, doch scheint es sich um einen Stauchungszug zu handeln, d. h. vielleicht auch wieder um eine Art Stauchmoräne zwischen lebendigem und totem Eis.

Die Kucklinskallener Staffel setzt sich nach SW in einer besonders stark kuppigen Zone fort (zum Beispiel in der Gegend von Menkimmen und Kowarren). In der weiteren Fortsetzung nach SW setzt bei Piontek ein schärfer abgesetzter Zug auf, der einen ähnlichen Stauchmoränencharakter zeigt wie die Kucklinskallener Hügel.

In der weiteren südwestlichen Fortsetzung schließlich ist nördlich des Rehsauner Sees eine ausgeprägte Stauchmoräne vorhanden, die möglicherweise in diesen Zusammenhang gehört. Weiter nach W hin unterbricht die weit nach S vorgreifende Schippenbeiler Bucht den Zusammenhang. Erst in der Heilsberger Gegend sind wieder Endmoränenbildungen vorhanden.

Zirka 10 bis 15 km südwestlich von Heilsberg ist die Sternberger Endmoräne entwickelt, an die sich im S der Guttstädter Sander anlegt, dessen Abfluß, wie schon erwähnt wurde, durch das Alletal südlich Guttstadt, weiter nach W über Neu-Schöneberg—Pulfnick zum Lockener Tal ging.

Wenig weiter nördlich ist bei Heilsberg unmittelbar südlich der Alle eine weitere Endmoräne vorhanden, die nach O bis in die Gegend von Kerschorf verfolgbar ist. Mehrfach ist in diesem Zuge Tertiär bis zur Oberfläche aufgebracht.

Wie Elbinger Höhe und Stablack fast ohne Seen sind, so auch zum großen Teil der nördliche Rand des Höhenrückens, der, wie erwähnt wurde, in weiterer Verbreitung Drumlinformen zeigt. Beides hängt wahrscheinlich genetisch zusammen. Es handelt sich um Gebiete, die durch vorrückendes Eis geprägt worden sind.

Im übrigen ist noch ein weiteres Element in der zentralen Erhebungszone von Bedeutung: das sind Os- und Kameslandschaften, die teilweise in großartiger Ausbildung auftreten. Eine ausgeprägte Landschaft dieser Art ist bei Geierswalde östlich der Kerndorfer Höhe entwickelt. Die hier von NW nach SO streichende breite Endmoränenzone ist zwischen Geierswalde und Kittnau auf 2 bis 3 km unterbrochen, und in dieser etwas tiefer gelegenen Zone treten zahlreiche N—S gerichtete Züge von langgestreckten Sand- beziehungsweise Kiesrücken an. Sie bilden im nördlichen Teil ein mehr unregelmäßiges Gelände, das aber im ganzen die Nord—Süd-Richtung deutlich erkennen läßt. Nach S konzentriert sich die ganze Bildung zunächst auf einen Doppel-Os-Zug (nördlich Gut Korstein), schließlich auf einen einzigen, aber außerordentlich typisch aus-

gebildeten Os, der noch auf 1½ km Länge südöstlich Korstein zu verfolgen ist. Er kreuzt dabei von der West- auf die Ostseite der Grabitschek-Senke herüber — ein Verhältnis von Os und Senke, wie wir es ja öfter beobachten.

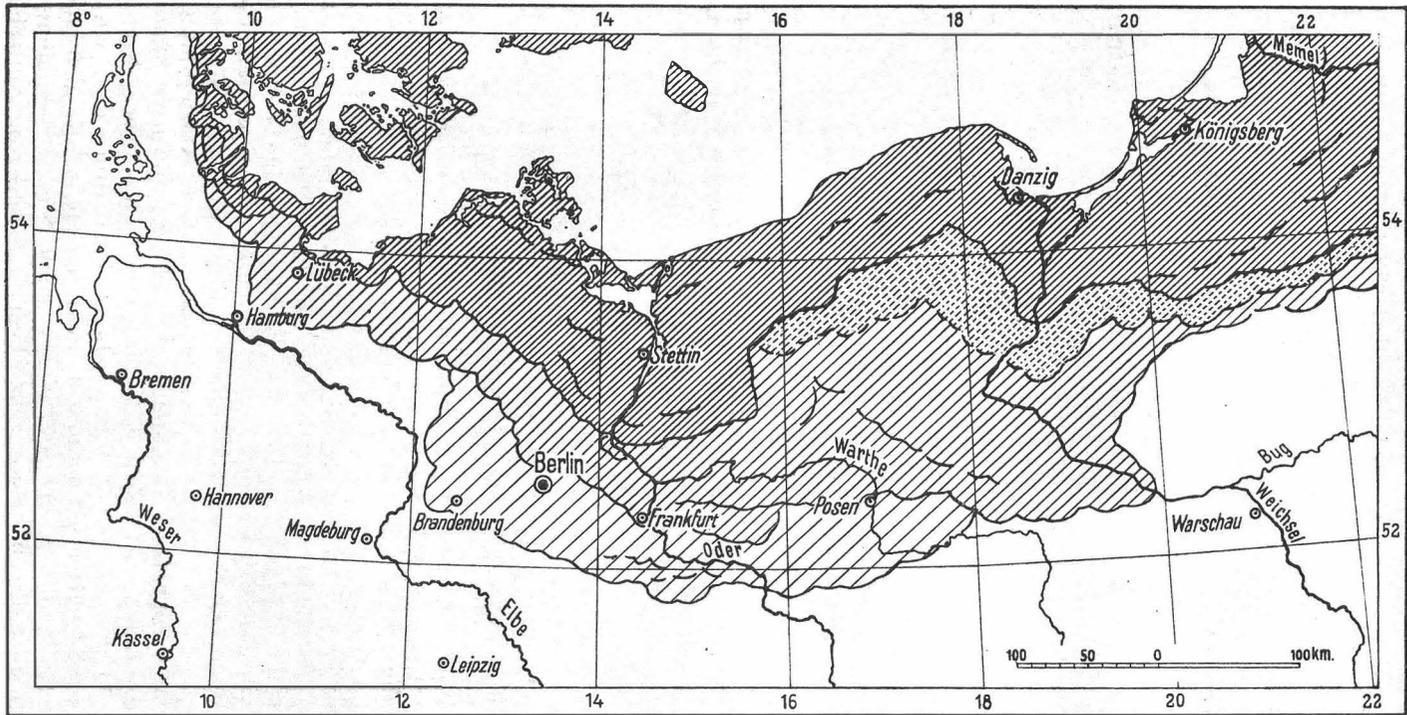
Auf die großartige Kameslandschaft von Raunau wurde oben schon hingewiesen. Bei dieser erscheinen die Rücken einer Hochfläche aufgesetzt. Einen etwas anderen Charakter zeigt eine Rückenlandschaft im obersten Drewental bei Dröbnitz (Bl. Hohenstein). Auch hier ist die in der Hauptsache W—O streichende Endmoränenzone von einer von NNW nach SSO sich erstreckenden Talung unterbrochen, in der ein ganzes System von durch Rinnen getrennten parallelen Rücken auftritt. Die Höhe der Rücken ist nicht wesentlich von der der umgebenden Hochfläche verschieden, so daß man vielleicht auch mit der Möglichkeit rechnen muß, daß die Rücken lediglich durch Erosion — subglaziale Erosion, die die Rinnen schuf — aus der Hochfläche herausgeschnitten sind. Aber dagegen, daß der Vorgang so einfach gewesen sei, spricht der Umstand, daß die Rücken aus Sand aufgebaut sind, während die umgebende Hochfläche in weiteren Gebieten eine Decke von Geschiebelehm zeigt. So muß man diese Bildungen doch wohl als osartige Rinnenfüllungen ansehen.

Zahlreich sind in Ostpreußen auch sonst die Oser (vgl. P. G. KRAUSE, 1913). Es kann hier nicht weiter auf Einzelheiten eingegangen werden. Es sei aber hingewiesen auf den schönen Doppel-Os-Zug südöstlich Freystadt in Westpreußen.

Im übrigen muß gerade über diese Zone Ostpreußens gesagt werden, daß hier noch viele Einzelzüge der genaueren Klärung bedürfen. Nur einige große Linien konnten aufgezeigt werden. Vorstoß- und Rückzugsformen, Toteis- und Beckenbildungen kombinieren sich hier in der mannigfachsten Weise. Es muß noch viel mühsame Einzelarbeit geleistet werden, um diese Dinge für die verschiedenen Gebiete zu klären.

Es entsteht nun die Frage, wie die eben geschilderten Hauptendmoränenzüge Ostpreußens mit den Haupttrandlagen westlich der Weichsel in Verbindung zu bringen sind (vgl. Abb. 4, S. 43). Hier ist mit einiger Sicherheit nur folgendes zu sagen: Die Hauptstaffel, die oben von Garnsee bis östlich Nikolaiken verfolgt wurde, bildet die unmittelbare Fortsetzung des westlich der Weichsel bei Neuenburg endenden Pommerschen Stadiums. Dieses kommt also in Ostpreußen der Außengrenze der Weichsel-Vereisung recht nahe.

Die im Sandergebiet zwischen Jedwabno und dem Süden des Spirdingsees noch zu erkennende Eisrandlage muß irgendeiner „älter-als-pommerschen“ Staffel des übrigen Norddeutschlands entsprechen. Wahrscheinlich ist der Altersunterschied gegenüber dem Pommerschen Stadium nur ganz gering, und es entspricht vielleicht dies Stadium einer von Neustettin über Tuchel nach Briesen anzunehmenden Vorphase des Pommerschen Stadiums (vgl. Abb. 4). Dafür spricht die außerordentliche Unruhe des Reliefs. Es kann hier aber auch — doch ist das weniger wahrscheinlich — das Frankfurter Stadium vorliegen, das, aus der Gegend von Lautenburg kommend, etwa bei Gilgenburg in unser Kartengebiet eintritt. Wo in Ostpreußen das Brandenburger Stadium zu suchen ist, entzieht sich einstweilen der Beurteilung. Möglicherweise ist es nicht nur vom Frankfurter, sondern teilweise sogar vom Pommerschen Stadium überfahren worden.



 *Brandenburger Stadium*

 *Frankfurter Stadium*

 *Pommersches Stadium*

Abb. 4. Die Hauptstadien der letzten Vereisung in Norddeutschland.

Die Lage Ostpreußens in der Hauptsache innerhalb des Pommerschen Stadiums erklärt die außerordentliche Kuppigkeit und Unruhe der Oberflächengestaltung, wie sie für einen großen Teil Ostpreußens charakteristisch ist.

Was schließlich das „Masurische Interstadial“ (HARBORT 1910, HESS VON WICHORF 1915, auch KÖRNKE 1930 a) anbelangt, so ist eine endgültige Stellungnahme hierzu noch nicht möglich. Soweit ein echtes Interstadial vorliegt, dürfte es zwischen das Pommersche und das Frankfurter Stadium gehören.

Die Lage der Hauptstadien der Weichsel-Vereisung ist, wie schon gesagt wurde, in Ostpreußen ganz ähnlich wie in Schleswig-Holstein und steht in erheblichem Gegensatz zum mittleren Norddeutschland, wo das Pommersche Stadium 100 bis 200 km hinter der größten Ausdehnung der Weichsel-Vereisung liegt (vgl. Abb. 4). Es fragt sich, ob man aus diesem verschiedenen Verhalten weitgehende Schlüsse ziehen kann — etwa derart, daß tektonische Bewegungen des Untergrundes (eine geringe Aufwölbung im mittleren Norddeutschland oder eine Absenkung in Ostpreußen und in Schleswig-Holstein?) die Ausdehnung des Eises beeinflußt hätten. Möglich ist das wohl; aber es ist fraglich, ob es dieser Annahmen bedarf. Es können als Ursache für die verschiedene Ausdehnung der Stadien auch lediglich geringe Unterschiede in der Niederschlagsverteilung des Nährgebietes und dadurch hervorgerufene Verlagerungen der Eisströme in Betracht kommen, d. h. Zufälligkeiten, denen wir im einzelnen heute gar nicht mehr nachkommen können. Beobachtungen in gegenwärtigen Gletschergebieten, wo nahe beieinander plötzlich einzelne Gletscher vorstoßen, andere zurückgehen, lassen jedenfalls Vorsicht vor irgendwelchen weitgreifenden Schlüssen ratsam erscheinen.

#### 4. Die Sanderzone

Aufs engste verknüpft und verzahnt mit der eben geschilderten Hauptendmoränenzone ist die südlich anschließende Sanderzone. Sie ist das Äquivalent mehrerer Stadien der letzten Vereisung.

Es wurde oben schon darauf hingewiesen, daß die mit den jüngeren Stadien verknüpften Sander durch außerordentliche Unruhe der Oberfläche gekennzeichnet sind und daß dieser Charakter an einer ganz bestimmten Linie aufhört, die wir möglicherweise als äußersten Vorstoß des Baltischen (Pommerschen) Stadiums auffassen können. Außerhalb dieser Linie haben die Sander den Charakter einer ganz allmählich nach außen abfallenden Ebene, so wie wir diesen Charakter von den Sandern des Brandenburger und Frankfurter Stadiums her kennen. Auch hier sind noch einzelne Rinnen und Becken in das Sanderniveau eingesenkt (wie zum Beispiel der Niedersee südlich Rudczanny) — Zeichen versenkten Totices, die auf eine vorhergehende weitere Ausdehnung der Weichsel-Vereisung hinweisen (Brandenburger oder Frankfurter Stadium).

Das Hauptsandergebiet Ostpreußens ist der große Komplex, der zwischen Neidenburg und Johannsburg liegt und den wir als Willenberg Sander bezeichnen können. Er stellt eine gleichmäßig nach SO geneigte Ebene dar, die zum Narew geht. Sie ist, besonders auf dem jenseits der ehemaligen Reichsgrenze liegenden Teil, von zahlreichen,

in der Hauptsache dem Gefälle folgenden flachen Senken durchzogen, die heute vermoort sind. Die dazwischenliegenden Sandergebiete sind weitgehend verdünt. Ein Teil der Senken dürfte primär sein — gebildet durch die letzten ablaufenden Schmelzwässer —, ein anderer Teil durch Auswehung entstanden sein.

Aus der ebenen Oberfläche des Sanders ragen im nördlichen Teil inselartig einzelne Grund- und Endmoränengebiete heraus. Besonders in der Gegend von Friedrichshof sind mehrere solche Inseln vorhanden (zum Beispiel Cygelnia-Höhe bei Farienen). Es ist aber nicht möglich, auf Grund dieser vereinzelt Vorkommen irgendwelche zusammenhängenden Eisrandlagen zu rekonstruieren. Möglicherweise gehört ein Teil dieser Bildungen auch schon nicht mehr zum Bereich der letzten Vereisung.

Nach NW hin verzahnt sich der Willenberger Sander mit einer ganzen Reihe von Endmoränenstapeln, die im Gebiet zwischen Geierswalde, Hohenstein, Wuttrien im N, Gilgenburg und Neidenburg im S liegen. Zahlreiche Sanderterrassen sind hier vorhanden, die zum Teil mit scharfen Stufen aneinandergrenzen. Sie gehen bis über + 190 m NN herauf (zum Beispiel südlich Geierswalde dort, wo der Korsteiner Os-Zug endet). Mehrere Sanderstufen finden sich in der Gegend von Mühlen, Neudorf und Ganshorn. Die subglaziale Zufuhrrinne für dies Gebiet war das obere Drewenztal bei Dröbnitz.

Es wird eine dankbare Aufgabe sein, das eben bezeichnete Gebiet zwischen Hohenstein, Tannenberg, Gilgenburg und Neidenburg einmal einer ins einzelne gehenden Analyse zu unterziehen, d. h. die einzelnen zueinander gehörenden Endmoränenstapeln, Sanderstufen und Zufuhrinnen herauszuschälen und so die Bewegung des Eisrandes im einzelnen wieder herzustellen.

### 5. Die Zone des Warthestadiums (?)

Eine fünfte, südlichste Zone der Provinz ist nur in kleinen Gebieten bei Neidenburg und bei Gehlenburg (Bialla) vorhanden. Es handelt sich um eine Zone, die möglicherweise nicht mehr der letzten Vereisung zuzurechnen ist, sondern zum Warthestadium gehört. Offene Seen fehlen; ebenso treten die sonst überall im Bereich der letzten Vereisung vorhandenen zahllosen kleineren abflußlosen Senken zurück — wenn sie auch nicht ganz fehlen. Das Talsystem ist meist vollständig ausgebildet, so daß die Hochflächen normal durch Erosionstäler zerschnitten sind. Kurz, die Gebiete zeigen Oberflächenformen, wie sie im allgemeinen das Gebiet der letzten Vereisung nicht mehr zeigt, wie sie dagegen dem Warthestadium eigentümlich sind. Ich möchte deshalb dies Gebiet als wahrscheinlich dem Warthestadium zugehörig auffassen. Zur endgültigen Entscheidung der Altersfrage sind noch genauere örtliche Untersuchungen erforderlich.

Im einzelnen ist das Gelände dabei oft stark kuppig, wie zum Beispiel auf Meßtischblatt Kölmerfelde (Kosuchen), wo sich endmoränenartige Bildungen quer über das Blatt erstrecken. Hier denkt man zunächst an eine kuppige Jungmoränenlandschaft. Aber in der Ausbildung der Täler, in dem Anschluß fast aller Senken an eine zusammenhängende Entwässerung sind doch wesentliche Unterschiede gegenüber einer normalen Jung-

moränenlandschaft vorhanden. Es handelt sich hier offenbar um ältere Moränen, die einer länger dauernden subaërischen Verwitterung ausgesetzt waren. Die Unterschiede der Landschaften werden hier nur dadurch verwischt oder gemildert, daß es sich sowohl bei den jüngeren wie bei den älteren Bildungen um Endmoränen handelt.

### Zusammenfassung

Ostpreußen ist in der Hauptsache aus fünf verschiedenen Landschaften zusammengesetzt, die nacheinander beschrieben werden. Der größte Teil Ostpreußens hat seine entscheidende Gestaltung in der letzten großen Phase der Weichsel-Vereisung erhalten, d. h. in der Zeit vom Pommerschen (Baltischen) Stadium ab.

Es gibt in Norddeutschland kaum eine Glaziallandschaft, die auf ähnlichem Raum eine solche Fülle verschiedenartiger Bildungen aufweist wie Ostpreußen. Im einzelnen harrt dabei noch eine Menge von Problemen ihrer Lösung.

### Schriften-Nachweis

ANDREE, KARL: Der Boden und die Böden Ostpreußens. — Königsberg/Pr. 1935.

BAYREUTHER, W.: Das Weichseltal bei Marienwerder. — Veröff. Geogr. Sem. T. H. Danzig 1, 1931.

BERNINGER, O.: Morphologische Beobachtungen im Gebiet der mittleren Alle. — Geol. Archiv 2, S. 1—34, 1923.

BEURLEN, K.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge und Ergebnisse aus Nordostdeutschland. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont. 6, H. 18, Berlin 1927.

HARBORT, E.: Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. Mit paläont. Beiträgen von H. MENZEL, P. SPEISER u. J. STOLLER. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 31 (1910), Teil II, S. 81—128, Berlin 1910.

HESS VON WICHENDORF, H.: Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 32 (1911), I, S. 407—411, 1911.

HESS VON WICHENDORF, H.: Das masurische Interstadial. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 35 (1914), Teil II, S. 298—353, Berlin 1915.

HESS VON WICHENDORF, H.: Beiträge zur geologischen Erkenntnis von Masurien. — Sitzber. preuß. geol. Landesanst. 1, S. 60—66, 1926.

HURTIG, THEODOR: Das Spirdingsee-Gebiet und das Schippenbeiler Becken. — Schrift. phys.-ökon. Ges. Königsberg i. Pr. 68, S. 217—252, 1935.

KÖRNKE, B.: Letztglazialer Eisabbau und Flußgeschichte im nördlichen Ostpreußen und seinen Nachbargebieten. — Z. deutsch. geol. Ges. 82, S. 14—33, 1930.

KÖRNKE, B.: Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreußen. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 127, Berlin 1930 (1930 a).

KÖRNKE, B.: Die Kerbwirkung des Stablacks und der Elbinger Höhen beim Abbau des jungglazialen Eises in Ostpreußen und ihre morphologische Abbildung. — Geol. Rundsch. 22, S. 139—144, 1931.

KÖRNKE, B.: Ältere Oberflächenformen und letztglazialer Eisabbau in Ostpreußen. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 58 (1937), S. 875—876, Berlin 1938.

KRAUS, E.: Geologischer Führer durch Ostpreußen I und II. — Berlin 1924.

KRAUS, E.: Eine geologische Übersichtskarte von Ostpreußen. — Geol. Archiv 4, S. 43—45, 1926.

KRAUSE, P. G.: Über Oser in Ostpreußen. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 32 (1911), Teil I, S. 76—91, 1913.

MASUIR, E.: Glazialgeologie und Oberflächengestaltung der Landschaft des Stablack in Ostpreußen. — Geol. Archiv **1**, S. 271—305, 1923.

MEYER, E.: Über Staubecken- und Decktonbildung in der weiteren Umgebung von Königsberg i. Pr. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **37** (1916), II, S. 280—309, Berlin 1918.

MÜLLER, TRAUOGOTT: Zwischeneiszeitliche Erdschichten in der Umgebung Elbings und ihre Pflanzen- und Tierwelt. — Elbinger Jahrb. **10**, S. 1—22, 1931.

OLBRICHT, K.: Entstehung und Landschaftsformen der Elbinger Höhe. — Elbinger Jahrb. **4**, S. 77—85, 1924.

WINDE: Die Elbinger Höhe. — Veröff. Geogr. Sem. T. H. Danzig **1**, 1931.

WNUCK, GEORG: Die Oberflächengestalt des Preußischen Oberlandes. — Veröff. Geogr. Inst. Albertus-Univ. Königsberg i. Pr., N. F. Geogr. Nr. **1**, 1931.

ZEISS, W.: Der Seesker Höhenzug. Ein Beitrag zur Landschaftskunde Ostpreußens. — Veröff. Geogr. Inst. Albertus-Univ. Königsberg i. Pr., N. F. Geogr. **4**, 1931.

---

## Personalveränderungen

### beim Reichsamt für Bodenforschung

#### Januar 1942

##### A. BEAMTE

###### I. Ernennungen:

Dr. ERWIN VEIT (Wien), bisher wissenschaftlicher Angestellter, zum a. pl. Bezirksgeologen.

Dr. OTTO TEUSCHER (Berlin), bisher wissenschaftlicher Angestellter, zum a. pl. Bezirksgeologen.

###### II. Beförderungen:

Dr. WALTER HASEMANN (Freiburg), bisher Bezirksgeologe, zum Reg.-Geologen.

Reg.-Ass. FRIEDR. THIEM (Berlin) zum Reg.-Sekretär.

RUDOLF SCHOLZ (Berlin), bisher Hausinspektor, zum Reg.-Assistenten.

##### B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

###### I. Zugang:

Dr. MARTIN MUNDA (Wien).

###### II. Abgang:

Siehe unter A I.

#### Februar 1942

##### A. BEAMTE

###### I. Abgang:

Bez.-Geologe und Prof. Dr. ERNST MEISTER (Berlin) hat am 20. September 1939 in polnischer Gefangenschaft den Heldentod gefunden.