

Abhandlungen  
der Geologischen Landesuntersuchung  
am Bayerischen Oberbergamt  
Heft 21

---

Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit  
(Vorrückungs-Phase) im süddeutschen  
und norddeutschen Vereisungsgebiet

Von  
Joseph Knauer

Mit 1 Kartentafel und 29 Figuren auf 9 Tafeln

---

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt  
München 1935

# Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen und nord- deutschen Vereisungsgebiet.

Von

Joseph Knauer

Mit 1 Kartentafel und 29 Figuren auf 9 Tafeln.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung . . . . .	4
A. Die Würm-Phase I (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen Vereisungsgebiet . . . . .	5—49
I. Die frühere Auffassung der WI-Phase als Rückzugs-Phase der Würmeiszeit . . . . .	5—7
II. Morphologie und Stratigraphie der WI-Ablagerungen . . . . .	7—19
1. Die Moränen der WI-Phase . . . . .	7—11
2. Die Schotterfluren (Sander) der WI-Phase . . . . .	11—19
III. Die Verbreitung der WI-Ablagerungen im süddeutschen Glazialgebiet . . . . .	19—45
1. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Ammersee-Gletschers . . . . .	20—23
2. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Würmsee-Gletschers . . . . .	23—25
3. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Isar-Gletschers i. e. S. . . . .	25—26
4. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Inn-Chiemsee-Gletschers . . . . .	26—41
5. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Salzach-Gletschers . . . . .	41—43
6. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Lech- und Iller-Gletschers . . . . .	43—45
7. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Rhein-Gletschers . . . . .	45—49
B. Die Würm-Phase I (Vorrückungs-Phase) im norddeutschen Vereisungsgebiet . . . . .	49—62
I. Die äußersten Moränenzüge der Warthe- oder Fläming-Phase (WIIa) . . . . .	51—52
II. Die Moränenzüge der Brandenburger und Frankfurter Phase (WIIb und c) . . . . .	52—53
III. Die Ablagerungen der Pommerschen Phase (WI) . . . . .	53—62
1. Die morphologischen Erscheinungen der WI-(Pommerschen) Moränen . . . . .	53—55
2. Die stratigraphischen Grundlagen für die WI-Natur der Pommerschen Moränen . . . . .	55—57
3. Angebliche Beziehungen zwischen WI-Moränen und v. LINSTOW'S Depressionslinie . . . . .	57—61
4. Die kuppige Grundmoränenlandschaft zwischen WI- und WII-Moränen . . . . .	61—62
Schlußwort . . . . .	63
Zusammenfassung . . . . .	63—64
Schriftenverzeichnis . . . . .	65

## Einleitung.

Im Bereiche der großen eiszeitlichen Vorlandgletscher des süddeutschen Alpenvorlandes erstreckt sich innerhalb des äußeren Doppelkranzes der würmeiszeitlichen End- und Seitenmoränen und in einem gewissen Abstand von diesem ein im allgemeinen deutlich erkennbarer Zug von wallförmigen Hügeln, der besonders die Umrahmung der Zweigbecken bildet und der von allen Forschern, die sich früher mit den Ablagerungen der eiszeitlichen Vorlandgletscher befaßt hatten, ohne Bedenken als ein Kranz von Seitenmoränen eines Rückzugstadiums der Würmeiszeit gedeutet wurde. Als nun Verfasser im Rahmen der von der Bayerischen Geologischen Landesuntersuchung im Jahre 1924 begonnenen Aufnahme des südbayerischen Glazialgebietes für die Geologische Karte 1:100000 die Ablagerungen des eiszeitlichen Ammergletschers zu bearbeiten hatte, ergab sich eine wesentlich andere Auffassung über das Alter dieser Moränenzüge. Im Laufe der inzwischen bis zur Westhälfte des eiszeitlichen Inngletscher-Gebietes vorgeschrittenen Aufnahmearbeiten konnten die im Ammersee-Gebiet gemachten Erfahrungen auch durch Beobachtungen im Isar- und Inngletscher-Gebiet erweitert und bestätigt werden. Da ferner unterdessen auch über die westlich anschließenden Gebiete des Allgäus (BARTHEL EBERL 1930 und LUDWIG SIMON 1926) und über das östlich gelegene Salzachgletscher-Gebiet neuere Untersuchungen über die würmeiszeitlichen Ablagerungen vorgenommen wurden, liegen nun im süddeutschen Glazialgebiet so ausreichende Beobachtungsergebnisse vor, daß es möglich ist, die Natur und das Alter des oben bezeichneten Hügelkranzes auch einmal vom regionalen Gesichtspunkt aus zusammenfassend zu betrachten. Besonderen Dank schulde ich Frau Dr. EDITH EBERS, welche ihre darauf bezüglichen Beobachtungen im Salzachgletscher-Gebiet ihrer geplanten Veröffentlichung vorweg genommen und dem Verfasser zur Verfügung gestellt hat, wodurch eine willkommene Ausdehnung des Betrachtungsgebietes bis zur Salzach stattfinden konnte. Lediglich im östlichen Inngletscher- und im Chiemseegletscher-Gebiet liegen über die WI-Phase noch keine diesbezüglichen zusammenfassenden Untersuchungen, sondern nur vereinzelte Beobachtungen des Verfassers vor; im übrigen ist das Gebiet in der schönen Abhandlung von KARL TROLL (1924) dargestellt worden. Im Westen entbehrt das Gebiet des Rhein-Gletschers ebenfalls einer neueren Bearbeitung und auch hier ist das stratigraphische Beweismaterial nicht sehr umfangreich und auf wenige eigene Beobachtungen des Verfassers beschränkt.

Da nun auch im norddeutschen Vereisungsgebiet eingehendere Untersuchungen vorliegen, deren Ergebnisse überraschende Parallelen zum süddeutschen Gebiet erkennen lassen, so sollen sie im zweiten Abschnitt B vorliegender Ausführungen in die Darstellung mit einbezogen werden.

## A. Die Würm-Phase I (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen Vereisungsgebiet.

Da der auf dem Wessobrunner Höhenrücken (W. des Ammersee-Beckens) gelegene innere Würm-Moränenkranz der Ausgangspunkt der Untersuchungen war und vom Verfasser als Wessobrunner Phase bezeichnet wurde (siehe auch die Tabelle auf S. 5), möge diese Bezeichnung in den folgenden Betrachtungen zunächst mit beibehalten werden (siehe Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte von Bayern 1:100000 Blatt München-West, ferner auch Fig. 15 auf Tafel 9).

### I. Die frühere Auffassung der WI-Phase als Rückzugsbildung der Würm-Eiszeit.

Man ist früher bei der Deutung und Altersfestsetzung der verschiedenen deutlich von einander zu trennenden Moränenkranze der Würm-Eiszeit willkürlich und ohne zwingenden Grund von der Voraussetzung ausgegangen, daß der äußerste randliche Moränenzug als der älteste anzusehen ist und daß alle weiteren gegen das Innere der Zungenbecken zu folgenden als jeweils der Reihe nach jünger zu gelten haben. So hat man in den einzelnen Gletschergebieten die verschiedenen Würm-Phasen folgendermaßen dem Alter nach zeitlich eingeordnet:

Phasen	Linth-Gletscher	Rhein-Gletscher	Ammer-Gletscher	Isar-Gletscher	Inn-Gletscher	Salzach-Gletscher
I äußere	Killwangen	Schaffhausen	Schöngeising	Schäftlarn	Kirchseeon	Nunreith
II mittlere	Schlieren	Dießenhofen	Grafrath	Ebenhausen	Ebersberg	Radegund
III innere („Neowürm“)	Zürich	Singen	Widdersberg (Wessobrunn)	Icking	Ölkofen	Tengling

Schon ALBRECHT PENCK (1909) bezeichnet die Wessobrunner Moräne unzweideutig als eine Rückzugsphase, indem er bei Besprechung der würmeiszeitlichen Jung-Endmoränen des Ammersee-Gebietes auf S. 179 folgendes schreibt: „Eine ziemlich breite Talung trennt die beiden äußersten Jung-Endmoränenwälle von einem inneren Kranze, welcher sich den Seebecken auf das engste anschließt. Die Wälle der inneren Gruppe (d. i. die Wessobrunner Moräne! d. Verf.) erheben sich im allgemeinen nur 20 m, selten 30—40 m über ihre Umgebung und haben nicht die unregelmäßige kuppige Oberflächengestalt wie die äußeren; auch streichen sie selten so ununterbrochen fort. Ihr Zusammenhang ist daher weniger deutlich.“ A. PENCK hat mit dieser Charakterisierung bereits einige der augenfälligsten Eigenschaften des Wessobrunner

Moränenzuges erkannt, ohne allerdings weitere Schlußfolgerungen daraus zu ziehen.

Auch AUGUST ROTHPLETZ (1917) betrachtet diesen inneren Moränenkranz (Wessobrunner Moräne), den er Widdersberger bzw. Seefelder Moräne nennt, ganz selbstverständlich als eine Rückzugsmoräne, was aus seinen Ausführungen sowohl über das Ammersee- als auch über das Würmsee-Gebiet ohne weiteres hervorgeht. Er schreibt auf S. 197: „Im ganzen hat somit der Ammersee-Gletscher außer seiner äußersten Schöngeisinger Endmoräne noch sieben Rückzugsmoränen ausgebildet, die Wildenrother, Grafrather, Seefelder,<sup>1)</sup> Diemendorfer, Pähler, Madenberger und Weilheimer. Sie liegen alle so regelmäßig hintereinander und ineinander eingeschachtelt, daß sie als Bildungen eines einzigen, nur durch Ruhepausen und geringfügige Schwankungen unterbrochenen Rückzugsvorganges gedeutet werden können.“

K. TROLL (1924 a) gliedert in seiner Beschreibung des Inn-Gletschers ebenfalls den inneren Moränenzug, den er Ölkofener Stadium nennt, in die Rückzugserscheinungen der Würm-Eiszeit ein. Er schreibt auf S. 33: „Es folgen auf die äußeren, in einem kontinuierlichen Bogen durchziehenden Endmoränen nach einwärts auf einem bestimmten Stadium solche, die in einzelne scharfe zentralkonkave Teilbögen differenziert sind. Diese ausgeprägten Moränenbögen umschließen jeweils ein weites, radial gestelltes Becken, ein sogenanntes Zweigbecken, und deuten an, daß sich auf diesem Stadium der Gletscher in einzelne Lappen differenziert hatte, die in den Zweigbecken lagen.“ In dem landeskundlichen Führer „Das Inn- und Chiemsee-Vorland“ (1924 b) sagt K. TROLL unzweideutig: „Drei durchlaufende Stadien des Rückzuges lassen sich in der Endmoränenlandschaft auseinanderhalten: das Kirchseeoner, Ebersberger und Ölkofener Stadium.“ In seiner Abhandlung über die „Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen“ (1925) ist in der Tabelle auf Seite 283 die dritte Phase, zu der die Ölkofener Phase gerechnet wird, als „Neowürm“ bezeichnet, so daß also kein Zweifel über K. TROLL's Auffassung bezüglich der Alterszuteilung dieses inneren Moränenkranzes besteht.

L. SIMON (1926) zeichnet auf der seiner Abhandlung beigegebenen Karte der würmeiszeitlichen Moränen des Allgäuvorland-Gletschers verschiedene Moränenzüge ein, die wahrscheinlich ihrer Lage nach der Wessobrunner Phase entsprechen dürften, legte ihnen aber keine besondere Bedeutung bei, da er sie nicht als eine besondere Phase besprach. Sie liegen zwischen dem äußeren Doppelmoränenkranz und einer jüngeren, von L. SIMON als Tannenberger Stadium bezeichneten Rückzugsmoräne. Vermutlich sind die im ziemlich unübersichtlich gestalteten

<sup>1)</sup> Die Seefelder Rückzugsmoräne ist mit dem im Text von A. ROTHPLETZ an anderer Stelle als Widdersberger Moräne bezeichneten Zug wesensgleich und entspricht der Wessobrunner Moräne.

Lech- und Illergletscher-Becken verbreiteten WI-Moränen von L. SIMON (1926, S. 11, Anmerk. 1) als „Radialhügel“ aufgefaßt worden, „welche sich reihenweise zu Endmoränenzügen ordnen lassen bzw. in solche übergehen“. Er schlägt für diese Gebilde die Bezeichnung „Endmoränen-drumlins“ vor, und befindet sich mit dieser Bezeichnung bereits auf der richtigen Spur zu ihrer Alterserklärung; denn da die Drumlins Gebilde sind, die nur unter dem Gletschereis entstehen, können die „Endmoränendrumlins“ eigentlich nichts anderes sein, als drumlinartig umgestaltete Endmoränen. Diese Schlußfolgerung spricht L. SIMON allerdings nicht aus.

Aus Vorstehendem ist ersichtlich, daß die der Wessobrunner Moräne entsprechenden inneren Moränenzüge der verschiedenen Vorlandgletschergebiete von verschiedenen Beobachtern als würmeiszeitliche End- bzw. Seitenmoränen angesehen und einem Rückzugsstillstand („Neowürm“-Phase nach K. TROLL) zugerechnet wurden. Man ging — wie schon erwähnt — von der durch nichts bewiesenen willkürlichen Annahme aus, daß die inneren Moränenkränze der Würm-Eiszeit stets jünger sein müßten, als die äußeren, ohne sich herbeizulassen, diese Annahme irgendwie zu begründen. Dabei ist es bemerkenswert, daß die auffallenden morphologischen Erscheinungen dieser Moränen nicht unbeachtet geblieben waren (siehe A. PENCK und L. SIMON), aber ohne daß die naheliegenden Schlußfolgerungen gezogen worden wären.

## II. Morphologie und Stratigraphie der WI-Ablagerungen.

Im folgenden soll nun ausführlicher auf die morphologischen und stratigraphischen Erscheinungen eingegangen werden, die zur Annahme einer älteren inneren Würm-Phase (Vorrückungs-Phase) im Gebiete der süddeutschen Eiszeitablagerungen zwingen. Dabei soll zunächst von demjenigen Gebiet ausgegangen werden, in dem die neuen Erkenntnisse gewonnen und durch morphologische und stratigraphische Tatsachen begründet werden konnten, nämlich vom Ammersee- und Lech-Gebiet.

### 1. Die Moränen der WI-Phase.

Als Verfasser im Lech- und Ammersee-Gebiet nach Bearbeitung des äußeren würmeiszeitlichen Moränenkranzes nach Osten fortschreitend den inneren Moränenkranz auf dem Wessobrunner Höhenzug in Angriff nahm, zeigten sich zunächst so erhebliche Eigenheiten in der morphologischen und stratigraphischen Ausbildung dieser sogenannten „Jung“-Endmoränen gegenüber den äußeren Moränen, daß sogleich erhebliche Zweifel an der Natur dieser Moränen als Rückzugsphase der Würm-Eiszeit auftauchten. Wenn man sie nämlich mit den äußeren Moränen und ihren zugehörigen Übergangskegeln und Sandern (Schotterfluren) vergleicht, so zeigt sich, daß der innere Moränenkranz (Wessobrunner Moräne) kein regelmäßig ausgebildeter und frisch erhaltener glazialer

Komplex ist, wie es die unzweifelhaft frischen äußeren Moränen alle sind, und wie es die Wessobrunner Moräne sein müßte, wenn sie wirklich eine Jung-Endmoräne wäre. Statt dessen zeigt sich, daß dieser innere Moränenkranz ein verstümmelter glazialer Komplex ist, dem wesentliche Eigenschaften frischer Randmoränen fehlen. Die Ursache für diese Verstümmelung kann nur in eiszeitlichen Vorgängen gesucht werden. Hierbei kommt nur ein Überschreiten dieses Moränenkranzes durch einen kräftigen und lange dauernden Vorstoß des eigenen Gletschers in Frage, wobei der ursprünglich vollständige glaziale Komplex teils durch Eis-Erosion, teils durch Anlagerung von Grundmoräne erheblich bearbeitet und umgestaltet wurde. Aus dieser offensichtlich kräftigen Bearbeitung darf man andererseits schließen, daß der erwähnte Vorstoß nicht ein einfaches gelegentliches Schwanken des Eises, sondern eine lange dauernde Vorstoßperiode war, welche nur der Eishochstand der Würm-Eiszeit gewesen sein kann. Dabei ist es zunächst nebensächlich, ob der Wessobrunner Moränenkranz einer älteren würmeiszeitlichen Vorrückungs-Phase oder einer rißeiszeitlichen Rückzugs-Phase angehört, eine Frage, auf die weiter unten noch eingegangen wird.

Vor allem unterscheidet sich die WI-(Wessobrunner-) Moräne durch ihre morphologische Beschaffenheit von den frischen Jung-Endmoränen, indem ihr nämlich die unruhige und unregelmäßig grubige bzw. kuppige Oberflächengestaltung vollkommen fehlt, worauf A. PENCK schon hingewiesen hatte. An keiner Stelle des ganzen Moränenzuges, von Wessobrunn bis an sein Nordende bei Eching, konnten die auf den äußeren Moränen so häufigen grubigen Vertiefungen und unregelmäßig kuppigen Aufschüttungen gefunden werden. Dies ist aber nicht nur im Ammersee-Gebiet, sondern auch in allen anderen untersuchten Gebieten der Fall. Wie ausgeprägt der Unterschied in dieser Beziehung zwischen den äußeren Moränen und der WI-Moräne ist, zeigt der Ausschnitt aus der topographischen Karte 1:25 000 (Blatt Nr. 735 Starnberg und Nr. 736 Schäftlarn) auf Tafel 1, der allerdings aus dem Gebiet des Isar-Gletschers stammt, da gerade hier ein Vergleich der beiden verschiedenartigen Moränen sich so leicht ermöglichen läßt. Der Kartenausschnitt zeigt die Ickinger (WI-) Moräne, welche von Walchstadt gegen Nordosten ziehend an dem nahezu rechtwinkelig umbiegenden Doppelwall des äußeren Kranzes ausläuft (siehe auch Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Blatt München-West). An dem Verlauf der Höhengschichtenlinien der Karte ist der grundlegende Unterschied der beiden verschiedenen Moränenarten ohne weiteres zu erkennen. Während die Oberfläche der unversehrten äußeren Moränen zwischen Mörlbach und Irshausen wie ein Granattrichterfeld von unzähligen Gruben und Hügelchen übersät ist und ein äußerst unruhiges Kartenbild darbietet, zeigt der südwestlich streichende Höhenrücken der Ickinger Moräne, der gegen Walchstadt zieht, ausgeglichene Formen, die auch

in dem Verlauf der Höhengichtlinien zum Ausdruck kommen. Die ausgeglichene und gleichmäßig gewölbte Oberfläche der WI-(Wessobrunner-)Moräne ist auch in Fig. 1 auf Tafel 2 zu sehen; das Bild zeigt die Ölkofener (WI-)Moräne bei Loitersdorf im Inngletscher-Gebiet. Man sieht, daß infolge der ausgeglichenen Oberfläche der ganze Moränenzug für den Ackerbau genutzt wird, während die grubigen äußeren Moränen gewöhnlich mit Wald bestockt sind oder höchstens für Weidebetrieb verwendet werden, da die ackerbauliche Bearbeitung des unebenen Bodens vom Landwirt nach Möglichkeit gemieden wird, wie auch aus dem Kartenausschnitt auf Tafel 1 zu ersehen ist.

Trotz der bisher besprochenen morphologischen Eigenart ist aber die WI-(Wessobrunner-)Moräne dennoch im Kerne eine echte Wallmoräne. Die von Wessobrunn bis nach Eching (am Nordende des Ammer-Sees) sich hinziehenden wallförmigen Hügelzüge können morphologisch wohl nur als ehemalige Wallmoränen gedeutet werden, die das Becken auf der Westseite des Ammer-Sees umsäumen. Ihr Gegenstück findet sich auf dem Andechser Höhenrücken am Ostrande des Ammersee-Beckens, wie wir später noch sehen werden. Diese ehemaligen Wallmoränen können beträchtliche Höhen erreichen, nämlich 20—40 m. Sie bestehen nicht, wie man vielleicht annehmen könnte, aus Aufragungen des tertiären Grundgebirges oder aus Nagelfluh-Riedeln, sondern sind aus sandigen Moränenschottern, dem bezeichnenden Material der randlichen Wallmoränen, aufgebaut und der Nagelfluhplatte oder dem Tertiär aufgesetzt, wie verschiedene tiefer gehende Aufschlüsse beweisen. Solche fanden sich bei Eching, Schondorf, Utting, im Mühlbach-Graben und W. von Riederau. Auch in den übrigen untersuchten Vereisungsgebieten konnte dieser Befund bestätigt werden, wie später noch gezeigt werden wird. An der Natur dieser Hügelzüge als randlicher Wallmoränen einer ausgeprägten Vereisungsphase kann auf Grund dieses Befundes nicht gezweifelt werden.

Eine weitere sehr wichtige stratigraphische Besonderheit ist die fast vollständige Überdeckung der WI-(Wessobrunner-)Moräne mit mehr oder weniger mächtiger lettiger Grundmoräne (Geschiebemergel). Auch in diesem Punkte unterscheidet sie sich wesentlich von den Moränen des äußeren Wallmoränenkranzes. Letztere weisen wohl auf ihrer dem Zungenbecken zugewandten Seite Grundmoränenbelag auf, dagegen auf ihrem Kamm und besonders auf der zum Übergangskegel des Sanders gewandten Seite findet sich in der Hauptsache nur sandige Schottermoräne, welche — wie oben schon erwähnt — das bezeichnende Baumaterial für die Randmoränen darstellt. Im Gegensatze dazu ist die Wessobrunner (WI-)Moräne auf ihrem Kamm und auf der Außenseite mit Grundmoräne bedeckt; letztere geht ferner ohne irgendwelche sichtbare Unterbrechung in die westlich anschließende eigenartige kupfipige Grundmoränenlandschaft über, die sich dann bis an den äußeren

Moränenkranz erstreckt (siehe Geognostische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt München-West, Teilblatt Landsberg) und die uns weiter unten noch beschäftigen wird. Diese vollständige Überkleidung der Wessobrunner Moräne mit Grundmoränenmaterial kann an zahlreichen Aufschlüssen in Bachläufen, Straßenböschungen, Drainagegräben usw. festgestellt werden. Nur an einzelnen Stellen ist sie durch spätere Abtragung verschwunden und es tritt dann der aus Moränenschotter bestehende eigentliche Kern der Wallmoräne zutage. Diese vollständige Überdeckung mit lettiger Grundmoräne, einem Gebilde, das nur unter dem Eise eines Gletschers zur Ablagerung kommt, beweist wieder, daß die Wessobrunner (WI-)Moräne von einem großen Vorstoß des Gletschers überfahren worden sein muß; sonst wäre die stellenweise sehr mächtige Bedeckung mit Grundmoräne nicht zu erklären. Damit wird nun auch die ausgeglichene Oberflächengestaltung der überfahrenen Wessobrunner Moräne erklärlich; denn es liegt hier eine der Drumlinbildung verwandte Erscheinung vor. A. PENCK (1909, S. 191) hat einen solchen Vorgang früher einmal für die Drumlingürtel angenommen. Für letztere gilt die Annahme allerdings wahrscheinlich nicht, dagegen hat sie für die WI-Moränen ausschlaggebende Bedeutung. Das den früheren Moränenwall überschreitende Eis rundete diesen zu, indem es teils die bucklige Oberfläche abhobelte, teils die Vertiefungen mit Grundmoräne auffüllte; damit schuf es sich eine möglichst glatte Gleitbahn, ein Vorgang, der auch bei der Stromlinienformung der echten Drumlins eine große Rolle spielt (E. EBERS, 1925).

Es mußte zur Klärung des Alters dieses eigenartigen Moränenkranzes auch der Gedanke erwogen werden, ob es sich nicht um ältere (riß- oder mindeleiszeitliche) Moränen handelte. Gegen diese Vermutung sprach vor allem die trotz ihrer ausgeglichenen Oberflächengestaltung verhältnismäßig gute Erhaltung und ansehnliche Höhe dieser Moränenzüge, die im allgemeinen nicht, wie die unzweifelhaften Riß-Moränen, einen verwaschenen, oft fast greisenhaften Eindruck machen, sondern mehr zugehobelt aussehen, eine Erscheinung, die durchaus dem tatsächlichen Vorgang entspricht. Ferner weichen die WI-Ablagerungen in petrographischer Beziehung ziemlich von den Riß-Ablagerungen ab, indem letztere (Moränen sowohl, als auch Schotter) sehr stark lehmig verunreinigt sind und sich dadurch meistens sehr leicht von den würmeiszeitlichen Ablagerungen unterscheiden lassen. Ein weiterer Beweis gegen ein höheres Alter dieser Moränen ist der Mangel fast jeglicher Verfestigung (Nagelfluh-Bildung) sowohl in den Moränenschottern, als auch in den Schottern der dazu gehörenden Sander (siehe weiter unten!). Verfestigung in jungeiszeitlichen Ablagerungen ist verhältnismäßig selten und an besondere örtliche Bedingungen gebunden. Gegen ein höheres Alter der WI-Moränen spricht ferner der gänzliche Mangel einer starken Verwitterungszone auf diesen Moränen oder ihren Schottern.

Wenn auch durch die spätere Erosion des Gletschereises die oberflächlichen Teile der WI-Ablagerungen größtenteils abgetragen wurden, so wäre doch sicher in günstig gelegenen Teilen, die von der späteren Eis-Erosion verschont blieben, Reste einer etwaigen alten tiefen Verwitterungsrinde erhalten geblieben. Es hat sich aber bislang in den in Betracht kommenden Ablagerungen noch kein derartiger Rest gefunden. Falls zwischen dem WI-Stillstand und dem WII-Vorstoß überhaupt eine Zeitspanne gelegen war, in der eine Verwitterung der WI-Ablagerungen stattfinden konnte, dann war sie sicher nur von so kurzer Dauer, daß die Verwitterungserscheinungen keinen nennenswerten Betrag erreichen konnten. Solch geringe Verwitterungsspuren wurden natürlich durch den späteren Eisvorstoß der WI-Phase gänzlich verwischt und werden auch da, wo sie erhalten geblieben sein sollten, wegen ihrer Geringfügigkeit der Beobachtung entgehen oder als solche nicht angesprochen werden. Gegen ein höheres Alter der WI-Moränen spricht schließlich auch noch der Umstand, daß diese stets auf den zu Nagelfluh verfestigten älteren Schottern liegen, ohne mit ihnen irgendwelche Beziehungen (Verknüpfung) aufzuweisen. Eine solche von A. PENCK (1909, S. 184) vermutete Verknüpfung von Nagelfluh und Moräne in einer Schottergrube bei Abtsried (auf dem Wessobrunner Höhenrücken) konnte vom Verfasser (1929, S. 11) als irrtümlich nachgewiesen werden.

Aus vorstehenden Ausführungen ist ersichtlich, daß für ein höheres Alter der WI-Moränen keinerlei Anhaltspunkte gegeben sind, daß dagegen alles für eine frühwürmeiszeitliche Bildung spricht.

## 2. Die Schotterfluren (Sander) der WI-Phase.

Ein wesentlicher Bestandteil eines normalen jungglazialen Komplexes ist ferner auch der fluvioglaziale Schotter (Sander), der sich mittels eines Übergangskegels an die Wallmoränen anschließt, bzw. an diesen wurzelt. Wenn wir daraufhin die WI-Moräne (Wessobrunner Moräne) näher betrachten, so können wir feststellen, daß auch dieser wesentliche Bestandteil einer Jung-Endmoräne fehlt. Nimmt man das Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte von Bayern 1:100000 zur Hand und betrachtet zunächst die äußeren Moränen am Westrande des ehemaligen Ammersee-Gletschers, dann sieht man so gleich, daß an dem frischen Doppelwall des äußeren Moränenkranzes auf weite Erstreckung hin eiszeitliche Sander an der Außenseite (Übergangskegel) der verschiedenen Moränenwälle wurzeln und sie, je nach der Geländegestaltung, oft auf längere Strecken umsäumen. So zieht, beginnend bei Vilgertshofen, ein ausgedehnter Schotterstrang in einer Erstreckung von 13 km am Außenrand der äußeren Wallmoräne des Doppelwalles entlang und bricht erst bei der Ortschaft Penzing durch den vorgelagerten Kranz der Reiß-Moränen hindurch. Ein weiteres Schotterfeld beginnt S. von Ramsach und verläuft etwa 5 km weit am

Rande der Außenmoräne, um dann bei Schwabhausen in das Reiß-Moränen-Gebiet einzudringen. Auch am Außenrande der inneren Wallmoräne des würmeiszeitlichen Doppelwalles wurzeln verschiedene Sanderstränge, die zunächst eine Strecke weit randlich zwischen den beiden großen Wallmoränen verlaufen und dann mittels sogenannter „Trompetentälchen“, wie K. TROLL (1924a, S. 23) sie treffend benannt hat, durch den äußeren Würmmoränenwall durchzubrechen, wobei die vorher gebildeten Urstromtäler (Sanderstränge) zum Teil wieder neu in Benutzung genommen wurden. Ein solcher randlich verlaufender Sanderstrang beginnt bei Ludenhausen und durchbricht nach einem Laufe von etwa 5 km Länge N. von Thaining den äußeren Wall. Ein weiterer Sander beginnt bei Hagenheim und bricht nach einem Laufe von 2 km NW. von Hofstetten durch die Außenmoräne durch. Ein besonders langer Sander beginnt am Übergangskegel im Finsinger Wald und durchquert erst nach einem 8 km langen randlichen Verlauf W. vom Bahnhof Geltendorf den Außenwall, um dann in das Tal von Kaltenberg einzutreten. Auch an den äußersten vorgeschobenen Würm-Wallmoränen (W II a-Moränen, siehe die Tabelle auf S. 13) von Stadl, Pflugdorf, Stoffen, Ummendorf, Pürgen und Ramsach wurzeln verschiedene Sander, die mit den zugehörigen Moränen zusammen unzweideutige jungglaziale Komplexe bilden. Alle diese genannten Schotterfluren (Sander) sind so frisch und unbeschädigt erhalten, ihr Anschluß vermittelt der Übergangskegel an die Moränenwälle des Doppelkranzes ist überall so ungestört und eindeutig, und auch das Gefälle dieser Schottergebilde ist so gleichmäßig und der jeweiligen Entfernung vom Ursprung entsprechend ausgebildet, mit einem Wort: diese glazialen Komplexe sind so vollständig durchgebildet und so frisch erhalten, daß an ihrer Eigenschaft als „jungglazial“ nicht gezweifelt werden kann. Wenn diese Gebilde heute nicht mit Pflanzenwuchs überzogen wären und keine Verwitterungsrinde tragen, sondern als nackte Schotterflächen sich darbieten würden, dann würden sie einen Anblick gewähren, als wenn das Eis sich eben erst zurückgezogen hätte und die Schmelzwässer eben erst aufgehört hätten zu fließen.

Wenn wir uns nun der Wessobrunner (WI-)Moräne zuwenden und an ihr diese Selbstverständlichkeiten einer „Jung“-Endmoräne in gleicher Art zu finden hoffen, dann werden wir vergeblich darnach Ausschau halten. Jungglaziale Sander, diesen wesentlichen Bestandteil eines „jungglazialen Komplexes, sehen wir nirgends ausgebildet (siehe das oben erwähnte geognostische Blatt Landsberg!). An die durch Eisüberflutung verstümmelte Wessobrunner Moräne schließen sich nirgends mittelbar oder unmittelbar junge Sanderstränge an, die im Landschaftsbilde so unzweideutig hervortreten müßten, wie diejenigen an den vorher beschriebenen Außenmoränen. Dies müßte aber unbedingt gefordert werden, da die Wessobrunner Moräne eine solch mächtige Ausbildung (bis

zu 40 m Höhe!) besitzt, daß sie ihr Dasein nicht einem kleinen Gletscherhalt verdanken kann. Die Eiszeit-Phase, die zu ihrer Aufschüttung führte, muß über eine erhebliche Zeitspanne gedauert haben. Dementsprechend könnten auch die an ihr wurzelnden Sander nicht so unbedeutend gewesen sein, daß sie heute in der Landschaft nicht mehr sichtbar hervortreten, wenn es sich wirklich um jungglaziale Sander handelte.

Zeitliche Phasenfolge	Rhein-Gletscher	Ammersee-Gletscher	Würmsee- und Isar-Gletscher	Inn-Gletscher	Salzach-Gletscher	Nord-deutschland
I innerste (Vorrückung)	Singen	Wessobrunn	Münsing und Icking	Ölkofen	Tengling	Pommersche Phase
IIa äußerste Randlage	—	Stoffen	Jettenhausen	Haag	—	Warthe-(Fläming-) Phase
IIb Rückzugstillstand	Schaffhausen	Reichling	Hohen-Schäftlarn	Kirchseeon	Nunreith	Brandenburger Phase
IIc Rückzugstillstand	Dießenhofen	St. Ottilien	Söcking und Ebenhausen	Ebersberg	Radegund	Frankfurter Phase

Auch an den Moränen der WI-Phase des Ammersee-Ostufers, also des sogenannten Andechser Höhenrückens, denen sich diejenigen des Würmsee- und Isar-Gletschers (i. e. S.) anschließen, werden wir vergeblich nach Sandern suchen, die an den verstümmelten Moränen der WI-Phase wurzeln sollen (siehe die Teilblätter Landsberg und München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100000). Was sich außerhalb dieser Moränen an wirklich jungglazialen Schottern findet, sind örtlich begrenzte Vorkommen von Randterrassen und Abschmelzschottern aus der Zeit des Gletscherrückganges. Diese Schottergebilde sind, was ihre stratigraphische und morphologische Ausbildung und ihre Ausdehnung betrifft, keine fluvioglazialen Sander, so wie sie am Kranze der äußeren Moränen ausstrahlen, sondern sie liegen örtlich begrenzt in der kuppigen Grundmoränenlandschaft, die sich zwischen die WI-Moräne und dem Doppelkranz der Außenmoräne (WII-Moräne) ausdehnt. Sie bestehen meist aus Deltaschottern, die in die Wasseransammlungen zwischen den Eisklötzen des zerfallenden Gletschers eingeschüttet wurden. Von ihnen führen keine zusammenhängenden Schotterstränge mittels „Trompetentälchen“ durch den äußeren Moränenkranz auf die weite Sanderfläche des Münchener Feldes oder des Lechfeldes hinaus. Im Gegenteil, sie sind von letzteren durch ausgedehnte Torfmoosgebiete getrennt, wie z. B. bei Windach (W. vom Ammer-See), bei Traubing (W. vom Würm-

See) und bei Höhenrain (zwischen Würm-See und Isar-Tal), eine Erscheinung, die an den jungglazialen Schotterfluren der Außenmoränen (WII) unbekannt ist. Das Vorhandensein dieser ausgedehnten Torfmöser ist ein unwiderleglicher Beweis dafür, daß die WI-Moränen keinem jungwürmeiszeitlichen Stadium angehören können und daß die genannten Randterrassen nichts mit ihnen zu tun haben; denn wenn dies der Fall wäre, dann müßten alle diese Hohlformen, die im kuppigen Grundmoränengebiet eingesenkt und heute von Wasser oder Torfmösern erfüllt sind, damals von den Schmelzwässern der Wessobrunner Moränen (WI) eingeschottert worden sein. Es müßten sich also ununterbrochene Schotterfelder gebildet haben, wie wir sie im Anschluß an die äußeren Moränen (WII) kennen gelernt haben. Dort suchen wir vergeblich nach Torfmösern, welche die Sanderflächen unterbrechen oder in sie eingesenkt sind. Nur im Talgrund des verlorenen Baches N. von Epfenhausen (NO. von Kaufering und unweit des Lech-Tales) findet sich ein größeres Torfmoos. Hier handelt es sich aber um keine unaufgefüllte Hohlform, sondern das Torfmoor ist durch das Austreten des Grundwassers über die Schotterfläche bedingt, ähnlich wie das Dachauer Moos auf dem nördlichen Teil des Münchener Sanders.

Die oben erwähnten Randterrassen und Abschmelzschotter sind, wie oben schon angedeutet, nichts anderes als Aufschüttungen von Schottern, die beim endgültigen Abschmelzen bzw. Zerfall des Eises an den Rändern größerer Toteismassen abgesetzt wurden; meistens sind sie in den durch die Toteismassen aufgestauten Schmelzwassertümpeln eingeflößt worden. Diese Bildungen erwecken den Anschein, als ob das Schwinden des Eises ziemlich flächenhaft erfolgt wäre. Man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, als ob der Rückzug des Eises nicht in einem fortwährenden Zurückweichen des Eisrandes, sondern in einem langsamen Zerfall des Eiskuchens in eine große Anzahl von Toteisstücken bestand, ein Vorgang, der sich besonders im kuppigen Grundmoränengebiet zwischen dem äußeren Doppelwall (WII) und den Wessobrunner Moränen (WI) abgespielt haben muß, da hier außer den spärlichen Randterrassen keine jungglazialen Sander zu finden sind. Ein solches flächenhaftes Abschmelzen des schwindenden Eises wird auch heute im norddeutschen Glazialgebiet angenommen, wie aus PAUL WOLDSTEDT (1929, S. 69) und KARL SCHOTT (1933, S. 78 u. f.) zu ersehen ist.

Der Mangel an jungglazialen Schotterfluren, die an den Wessobrunner Moränen (WI) wurzeln müßten, könnte von allzu kritisch eingestellten Verfechtern des jungglazialen Alters der Wessobrunner (WI-) Moränen schließlich noch damit begründet werden, daß von den Seitenmoränen eben keine Schmelzwasserströme weggeflossen seien, sondern daß letztere sämtlich aus den Gletschertoren an den Nordenden der einzelnen Gletscherzungen entsprungen seien. Doch auch dieser Einwand ist leicht zu widerlegen; denn wenn dies tatsächlich der Fall gewesen

wäre, dann müßten wohl an diesen Stellen die geforderten fluvioglazialen Sander wurzeln. Da nun im Ammersee-Becken das hypothetische Gletschertor bei Eching-Stegen, am Würm-See bei Starnberg-Percha und im Isar-Gebiet ungefähr bei Icking gelegen haben muß, müßten also von diesen Punkten aus die Sander ausstrahlen. Wenn wir nun die oben genannten geologischen Karten (Teilblätter Landsberg und München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100000) daraufhin betrachten, dann können wir feststellen, daß von diesen hypothetischen jungglazialen Schotterfluren auch hier nichts vorhanden ist. Im Gegenteil, es sind nur Hohlformen vorhanden, die meist von Grundmoränen ausgekleidet und von ausgedehnten Torfmösern erfüllt sind (Amper-Moos und Starnberg-Perchaer Moos). Nur am Rande der Becken in einzelnen Buchten finden sich jungglaziale Randterrassen, die mit den Wessobrunner Moränen in keiner genetischen Beziehung zu einander stehen. Auch auf dem Grunde des heute entleerten ehemaligen Isar-Sees bei Icking finden sich keinerlei Reste dieser hypothetischen jungglazialen Schotterflur, sondern ausschließlich Grundmoräne, welche dieses Becken einst auskleidete.

Mit vorstehenden Ausführungen dürfte wohl der Nachweis erbracht sein, daß an den Moränen der Wessobrunner Phase (WI) im Ammersee-, Würmsee- und Isar-Gebiet keine jungglazialen Sander wurzeln, daß also dieser wesentliche Bestandteil eines glazialen Komplexes den Wessobrunner (WI-)Moränen vollständig fehlt bzw. in jungglazialer Ausbildung nicht vorhanden ist.

Wenn nun aber trotzdem die WI-Moränen als Wallmoränen eines längeren Gletscherhaltes zu gelten haben — es wurden weiter oben ausführlich die Gründe erörtert, die dafür sprechen —, dann müssen auch die zugehörigen Sander vorhanden sein. Sie sind in der Tat vorhanden, aber ebenso verstümmelt, wie die Wessobrunner Moränen, nämlich vom Eise bearbeitet (zum Teil zerstört) und mit Grundmoräne überdeckt. Sie sind auf diese Weise so maskiert, daß sie morphologisch nicht in Erscheinung treten. Nur da, wo sie zufällig durch Schottergruben erschlossen sind, lassen sie sich nachweisen und geben Kunde von ihrer früheren weiten Verbreitung.

Wenn wir nun wieder an den Ausgangspunkt unserer Betrachtungen, den Wessobrunner Höhenrücken zurückkehren und dort nach den verstümmelten Sandern, die zu den WI-Moränen gehören, Ausschau halten, dann müssen ihre Spuren westlich der Moränenzüge im Gebiet der kuppigen Grundmoränenlandschaft zu finden sein, welche letztere sich hier bis zu den äußeren Moränen (WII) ausdehnt. Zahlreiche scheinbar aus Grundmoräne aufgebaute Hügel, in der Karte als drumlinartige Hügelmoränen bezeichnet, und nicht minder zahlreiche Torfmöser, die sich auf dem wasserundurchlässigen Grundmoränenmaterial zwischen den Hügeln ausbreiten, bieten das Bild einer akkumulativen Grund-

moränenlandschaft, wie es nicht schöner in den eigentlichen Stamm-  
 becken der Gletscherzungen innerhalb der WI-Moränen gefunden wer-  
 den könnte, nur mit dem Unterschied, daß das Relief der kuppigen  
 Grundmoränenlandschaft ein viel unruhigeres und kräftigeres ist. Und  
 doch besteht dieses kuppige Hügel Feld nicht nur aus angehäufter Grund-  
 moräne, sondern auch zum großen Teil aus der zerstörten Schotterflur  
 des WI-Sanders, die nur durch die Glazialerosion derart umgestaltet  
 wurde. Dies läßt sich an verschiedenen Stellen beobachten, wo durch  
 Zufall natürliche oder künstliche Aufschlüsse einen tieferen Einblick in  
 den Untergrund gewähren. Einer der schönsten diesbezüglichen Auf-  
 schlüsse ist eine Schottergrube, die sich etwa 1 km N. von Dettenhofen  
 auf einem Hügel der kuppigen Grundmoränenlandschaft findet (siehe  
 Fig. 2 auf Taf. 2). Hier ist im unteren Teil der Abbauwand ein bis zu  
 8 m mächtiger gut geschichteter mittel- bis grobkörniger Schotter mit  
 zahlreichen kristallinen Geröllen und abgerollten Nagelfluhstücken auf-  
 geschlossen. Verschiedene sandige und feinkörnige Einlagerungen sind  
 darin eingeschaltet. In einer etwa 0,25 m mächtigen Sandschicht waren  
 deutliche Spuren einer Pressung in Form von Verdrückungen zu sehen.  
 Die Schotter waren im Hangenden von 2—5 m mächtiger sandig-  
 lettiger Grundmoräne (Geschiebemergel) mit einzelnen Geschieben be-  
 deckt, welche mittels welliger Auflagerungsfläche den Schottern auf-  
 ruhte. Man konnte deutlich sehen, daß diese Grenzfläche nicht von der  
 ursprünglichen Schotterfläche gebildet war, sondern daß sie eine Ero-  
 sionsfläche darstellte, die von dem darüber wegschreitenden Eise ge-  
 schaffen wurde. Daß es sich bei den liegenden Schottern tatsächlich um  
 würmglaziale Schotter handelt, geht aus ihrer Art und Zusammensetzung  
 hervor; sie unterscheiden sich nämlich in keiner Weise von den würm-  
 eiszeitlichen Schottern der W II-Sander, die von dem Doppelwall des  
 äußeren Moränenkranzes ausstrahlen. Beide haben den gleichen Gehalt  
 an kalkalpinen und kristallinen Geröllen, außerdem sind sie vollständig  
 unverfestigt. Einer rißeiszeitlichen Rückzugsmoräne können diese Schotter  
 nicht zugehören, da die Ablagerungen dieser Vereisungsperiode stark  
 lehmig verunreinigt sind und aus diesem Grunde kaum irgendwo aus-  
 gebeutet werden. Es fehlen weiterhin auch alle Anzeichen für ein  
 höheres, etwa gүнз- oder mindeleiszeitliches Alter. Auch interglazial  
 können sie nicht sein; dagegen spricht vor allem die reichliche Bei-  
 mengung von kristallinen Geröllen der Zentralalpen. So bleibt in der  
 Tat nur die Zuteilung zur Würm-Eiszeit übrig und da diese Schotter sich  
 innerhalb des äußeren Moränenkranzes (W II), aber außerhalb  
 des inneren Moränenkranzes (W I) liegen, können sie nur letzteren  
 zugerechnet werden. Sie sind ebenso wie die Moränen vom Eise über-  
 fahren und bearbeitet worden. Die Wirkung der erodierenden Kraft des  
 Eises zeigte sich aber nicht nur in der oben beschriebenen Auflagerungs-  
 fläche der Grundmoräne, sondern die ganze Sanderfläche ist durch Eis-

erosion in eine kuppige Landschaft umgewandelt worden. Und zwar sind die zwischen den Hügeln befindlichen Wannen und Talfurchen bis zu 15 m unter die Oberfläche des WI-Schotters eingefurcht. Die Grenzfläche zwischen Schotter und hangender Moräne liegt z. B. in der oben beschriebenen Schottergrube N. von Dettenhofen auf 660 m ü. d. M. und etwa 5—6 m unter dem Gipfel des Hügels; die östlich an den Hügel anschließende Wanne des Dettenhofener Filzes dagegen weist am Fuße des Hügels eine Meereshöhe von 646 m (Oberkante der Alluvialbildungen) auf. Da nun der ganze Hügel und die ihn umschließenden Geländefurchen mit Grundmoräne überkleidet sind, ergibt sich, daß dieser Hügel durch Eiserosion aus der Sanderfläche der WI-Phase herausgeschnitten wurde, daß also eine nacheiszeitliche Herausarbeitung der Hügel durch Wassererosion vollkommen ausgeschlossen ist. Die tiefgehende Erosionsarbeit des Eises beweist, daß es sich dabei nicht etwa nur um kurze episodische Schwankungen des Eises gehandelt haben kann, sondern daß es ein lange dauernder Vorstoß des Eises, nämlich der W II-Vorstoß, gewesen sein muß.

Welche Gründe liegen hier vor, daß in diesem Gebiet das Gletschereis eine solche erodierende Kraft besaß, während es an anderen Stellen über Sanderflächen hinwegschritt, ohne sie kaum zu bearbeiten? So schreibt z. B. K. SCHOTT (1933, S. 68) aus dem norddeutschen Glazialgebiet: „In zahlreichen Aufschlüssen haben wir den Beweis, daß das Inlandeis, wenn es keine Hindernisse antraf, ohne die geringste Störung des Untergrundes vorrückte. Dies sehen wir am eindeutigsten in der sehr oft auftretenden konkordanten Auflagerung von Geschiebemergel auf fast völlig ungestörten fluvioglazialen Ablagerungen.“ Letzteres dürfte nach Meinung des Verfassers in solchen Teilen des Gletscherbettes der Fall gewesen sein, die außerhalb der eigentlichen Erosionszone gelegen waren, also in Gebieten, in denen die Erosionskraft erlahmt war. Wenn in solchen Gebieten trotzdem eine Bearbeitung und teilweise Erosion der Sanderflächen erfolgten, so mußten solche Vorgänge durch besondere Gründe veranlaßt worden sein. So möchte Verfasser den Grund für die erodierende Kraft des Gletschereises im Gebiete des WI-Sanders auf dem Wessobrunner Höhenrücken darin erblicken, daß das Eis beim Vorwärtsschreiten zunächst den erheblichen Moränenzug der WI-Phase überschreiten mußte und dann auf den zu ihm gehörenden Sander „herabstürzte“. Wenn diese Bewegung auch kein Stürzen im eigentlichen Sinne, sondern ein sehr langsames Gleiten war, so treten dabei doch schräg auf die Sanderfläche gerichtete Druckkräfte auf, die eine Art auskolkende Wirkung haben mußten. Ebenso wie in einem Flußbett nach einer Stromschnelle oder einem Wasserfalle Kolke und unregelmäßige Auswaschungen auf der Flußsohle entstehen, so muß auch durch das Herabstürzen des Eises von den überfahrenen Moränenrücken eine gesteigerte Erosionskraft entstanden sein, die sich in der Bildung der kuppigen

Endmoränenlandschaft äußerte. Da die überfahrenen WI-Moränen aber selbst von Anfang an sehr unregelmäßig gestaltet waren, wurde das Eis beim Übersteigen dieses Hindernisses verschiedentlich abgelenkt und zu „Wirbelbewegungen“ gezwungen. Dies würde auch die regellose und zum Teil sogar widersinnige Richtung der Hügel in der kuppigen Grundmoränenlandschaft erklären.

Weitere Aufschlüsse in den überfahrenen Schottern des WI-Sanders finden sich in der Umgebung von Hechenwang (W. des Ammer-Sees, siehe Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte 1:100 000). Eine der Gruben befindet sich bei Steinebach (WSW. von Hechenwang); in ihr sind geschichtete sandige Schotter der Vorrückungs-Phase (WI) etwa 4 m mächtig aufgeschlossen. Über den Schottern war im nördlichen Teil der Grube die Überlagerung von etwa 1 m mächtigem lettigem Geschiebemergel zu sehen. SO. von Hechenwang liegt in einem Wäldchen eine weitere Grube, in der ebenfalls die Überlagerung mit Moräne sichtbar war; ausnahmsweise war es hier kein ausgesprochener Geschiebemergel, sondern sandig kiesige Moräne mit größeren Blöcken. Diese etwas andersartige Ausbildung der Grundmoräne rührt wohl davon her, daß das Eis von der nicht weit östlich gelegenen Wallmoräne der Phase I größere Teile abgeschürft und bis hierher verschleppt hat.

Nebenbei möge erwähnt werden, daß in der kuppigen Grundmoränenlandschaft natürlich auch rein akkumulative Moränengebilde vorkommen können. So finden sich am Rande der Grundmoränenlandschaft in der Nähe der WII-Moränen bei Ober-Mühlhausen (NW. von Dettenhofen) an der Straße nach Hagenheim einige Hügel, welche aus abwechselnden Lagen von Feinsand und Schotter bestehen, deren Gerölle deutlich geschrammt sind (siehe Fig. 3 auf Taf. 3). Das Material stammt also aus Innen- und Grundmoräne und hat nur kurze Wasserverfrachtung durchgemacht, was die noch erhaltenen Schrammen beweisen. Die Schichtung ist sehr ausgeprägt, die Sonderung in feineres und gröberes Material sehr vollkommen. Die Entstehung dieser Hügelmoränen ist auf die Tätigkeit größerer, unter dem Eise in Spalten fließender Schmelzwasserläufe zurückzuführen, welche das ihnen erreichbare Moränenmaterial rasch umlagerten. Im Gebiete des Inn-Gletschers wurden von K. TROLL (1924 a, S. 108) ähnliche Gebilde beschrieben und Radialhügel benannt.

Nach dieser kurzen Abschweifung sollen noch weitere Vorkommen von Resten des WI-Sanders besprochen werden, und zwar solche, die nicht zwischen den Moränenzügen von WI und WII (in der kuppigen Grundmoränenlandschaft) liegen, sondern die im Bereiche der WII-Moränen bzw. unter ihnen liegen. Ein besonders schöner Aufschluß findet sich am östlichen Steilufer des Lechs nördlich der Einmündung des Rott-Baches bei Apfeldorfhausen (siehe Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte 1:100 000). Der Lech hat hier postglazial durch seine außerordentlich tief gehende Erosionstätigkeit den südlichen Teil des

Reichlinger Moränenwalles (W II b, siehe die Tabelle auf S. 13) zerstört und die ganze Reihe der Glazialablagerungen bis zum Tertiär hinunter in einem prachtvollen Profil aufgeschlossen. Hier sieht man unmittelbar dem Tertiär aufruhend würmeiszeitliche Schotter von etwa 8—10 m Mächtigkeit (siehe das Profil Fig. 18 auf Taf. 10), die nur zur Phase I gehören können; denn sie werden von ungeschichteter lettiger Würm-Moräne von etwa gleicher Mächtigkeit überlagert, die als Grundmoräne des größten Würm-Vorstoßes (Phase II a und b) anzusehen ist. Sie wird ihrerseits überlagert von geschichteten Schottern, die zum Übergangskegel des unweit östlich ansteigenden W II c-Moränenkranzes (St. Ottilien-Phase) gehören. Etwa 3 km S. von dieser Stelle treten ebenfalls am Ostufer des Lechs in einer Seitenschlucht bei der Kluft-Mühle gut geschichtete, zum Teil sandige Schotter zutage, welche ebenfalls der WI-Phase zugehören. Sie werden überlagert von dem Wall und dem heute vom Lech fast ganz zerstörten Übergangskegel der W II c-Moräne. Die hier und 3 km nördlich von hier unter der Moräne liegenden WI-Schotter gehören einem verschütteten Sander an, der einst im Süden und Südosten an den WI-Moränen des Wessobrunner Rückens wurzelte und in der Richtung des heutigen postglazialen Lech-Tales dessen erste würmeiszeitliche Anlage geschaffen und den späteren würmeiszeitlichen Schmelzwässern den Weg ins heutige Lech-Tal gewiesen hat.

Ein nicht weniger lehrreiches Profil ist einige Kilometer südlich von dieser Stelle am westlichen Steilufer des Lechs S. von Kinsau entblößt (siehe Fig. 19 auf Taf. 10). Hier liegt über einem etwa 20—25 m hohen Tertiär-Sockel eine etwa 10 m mächtige gut geschichtete grobkörnige Nagelfluh, die einer älteren Glazial- oder Interglazialzeit angehört. Darüber folgt ein einige Meter mächtiger Geschiebemergel mit großen Blöcken und zahlreichen kristallinen Geröllen, dessen Alterszugehörigkeit zweifelhaft ist. Vermutlich handelt es sich um rißeiszeitliche Grundmoräne, die von den Schmelzwässern der darauf folgenden Würm-Eiszeit nicht zerstört worden war. Über diesem Geschiebemergel breitet sich ein etwa 20 m mächtiger würmeiszeitlicher Schotter aus, der in seinem unteren Teil aus WI-Material besteht. Im höheren Teil gesellen sich die W II-Schotter dazu. Auf der früheren Oberfläche des WI-Sanders liegt noch ein Rest einer Wallmoräne des äußersten Würmvorstoßes II a im rechten Teil des Profils Fig. 19 auf Tafel 10. Der darunter liegende WI-Sander wurzelte im Süden an den Moränen der WI-Phase des Lech-Gletschers.

### III. Die Verbreitung der WI-Ablagerungen im süddeutschen Glazialgebiet.

Im folgenden soll die Verbreitung der WI-Ablagerungen in den einzelnen Abschnitten des süddeutschen Vereisungsgebietes geschildert werden. Die Verbreitung der Moränenzüge der WI-Phase ist in der bei-

gegebenen Übersichtskarte des süddeutschen Glazialgebietes Fig. 15 auf Tafel 9 dargestellt.

### 1. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Ammersee-Gletschers.

Da die Ablagerungen der WI-Phase in diesem Gebiet in den vorhergehenden Ausführungen zum Teil schon sehr ausführlich in morphologischer und stratigraphischer Beziehung behandelt wurden, sollen sie hier nur so weit geschildert werden, als sie dort noch nicht erwähnt wurden.

Die verschleiften Moränen der WI-Phase umsäumen das Ammersee-Becken und dessen bei Herrsching abzweigenden Seitenast, das Pilsensee-Becken (siehe Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte 1:100 000), und bilden die diese beiden Seen umgrenzenden Höhenzüge, das heißt sie sind den hochliegenden älteren eiszeitlichen Nagelfluhresten teils angelagert, teils aufgesetzt (siehe das Profil Fig. 20 auf Taf. 10). Sie sind offenbar ursprünglich als Doppelwall abgelagert worden, was auf zwei Stillstands-Lagen während des Vorrückens hinweist. Diese beiden parallelen Wälle sind auf dem Höhenrücken nördlich von Wessobrunn, sowie auf dem Osthang des Ammersee-Beckens zwischen Pähl und Herrsching deutlich ausgeprägt. Sie sind hier von dem später darüber hinwegschreitenden Eise nicht so zerstückelt worden, wie die das Nordende des Ammer-Sees und die den Pilsen-See flankierenden Teile. Am Süden des Andechser Höhenrückens (zwischen Ammer-See und Würm-See gelegen, siehe Fig. 15 auf Tafel 9) lenken die Moränenzüge nahezu rechtwinkelig um und streichen in W—O-Richtung in deutlich gegliedertem Doppelwall zum Würmsee-Becken hinüber.

Zwei sehr schöne neue Aufschlüsse in der WI-Moräne des Ammersee-Ostufers konnte Verfasser zufällig noch nach Abschluß vorliegender Abhandlung untersuchen. Der eine von diesen war in einer Baugrube für einen Wasserbehälter auf der Höhe der verschleiften WI-Moräne des Jauds-Berges O. von Breitbrunn am Ammer-See. Im nördlichen Teil der 2,5 m tiefen Baugrube trat unter etwa 1,5 m mächtiger Grundmoräne des WII-Vorstoßes der unregelmäßig geschichtete Moränenschotter der WI-Phase zutage. Die Auflagerungsfläche fiel geneigt gegen Süden ein, so daß an der südlichen Wand der Grube nur mehr Grundmoräne zu sehen war. Der zweite Aufschluß ist eine neu aufgemachte Schottergrube etwa 0,7 km O. von Breitbrunn an der Straßengabel Schlagenhofen—Hechendorf. Hier ist im unteren Teil der Abbauwand der unregelmäßig geschichtete Moränenschotter der WI-Phase von etwa 2,0—2,5 m mächtiger Grundmoräne des WII-Vorstoßes überlagert. Die Auflagerungsfläche war hier ebenfalls nicht wagrecht, sondern unregelmäßig und leicht wellig verbogen, die Trennungsfuge scharf und unverkennbar. Die unregelmäßigen Schichten des liegenden Moränenschotters waren diskordant abgeschnitten.

An dem verschleiften Moränenkranz der WI-Phase wurzeln verschiedene Sanderstränge, die aber ebenso verstümmelt und nur in Resten erhalten sind, wie ihre zugehörigen Moränen. Außer den weiter oben schon geschilderten Aufschlüssen sind noch folgende zu nennen: Im Amperdurchbruch-Tal bei Wildenroth sind am Nord-Steilufer des Amper-Tales sehr gut geschichtete unverfestigte Schotter aufgeschlossen, welche von den Moränen der WII-Phase überlagert sind. Sie sehen den würmeiszeitlichen Schottern sehr ähnlich und gehören wahrscheinlich zu einem Sander, der an den WI-Moränen wurzelte. Da diese Stelle aber in der Verlängerung des Ammersee-Beckens gelegen ist, besteht hier jedoch die Möglichkeit, daß es sich um sogenannte „Untere Würmschotter“ P. DAMASUS AIGNER's (1913) handelt, die in einem vorwürmeiszeitlichen Ammer-Tal beim Herannahen des Würm-Gletschers abgelagert und dann später, vom Eise des Hochstandes der WII-Phase überschritten und mit Moränenmaterial überdeckt wurden. Zwischen den sogenannten Unteren Würmschottern P. D. AIGNER's und den WI-Schottern besteht ohnehin nur ein kleiner zeitlicher Unterschied, insoferne als erstere etwas früher abgelagert wurden, während die Schotter der WI-Phase etwas später, aber doch unmittelbar anschließend zur Ablagerung kamen. In einem Schotterkörper, der aus beiden aufgebaut ist, wird dementsprechend der untere Teil noch als Unterer Würmschotter, der obere Teil aber schon als Schotter der ersten Stillstands-Phase (WI) aufzufassen sein. Eine klare Trennung ist bei dem unmittelbaren Ineinanderübergehen der Ereignisse, die zu ihrer Ablagerung führten, gar nicht möglich; deshalb wurden beide Formationsglieder im Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte 1:100 000 mit der gleichen Signatur bezeichnet.

Nordwestlich von Inning (am östlichen Talrand des Ammersee-Beckens) sind in einer Schottergrube gut geschichtete Schotter mit Sandeinlagerungen und vielen kristallinen Geröllen in einer Mächtigkeit von etwa 2,5 m aufgeschlossen und mit Grundmoräne (Geschiebemergel) von wechselnder Mächtigkeit überdeckt. Sie gehören anscheinend zum Übergangskegel eines Sanders, der an dem südlich von dieser Stelle endigenden WI-Moränenwall wurzelte. Ursprünglich dürfte auch der westlich von hier sich ausdehnende Teil des Ammersee-Beckens, der heute vom Amper-Moos bedeckt ist, von diesem Sander erfüllt gewesen sein. Durch den späteren Vorstoß des Eises zur Zeit des Hochstandes der WII-Phase wurde das Becken aber wieder ausgeräumt und nur die in der Leeseite der WI-Moräne gelegenen Teile blieben von der Erosion teilweise verschont. Zu einem solchen Überrest gehört augenscheinlich der beschriebene Schotter bei Inning.

Am gegenüberliegenden Talrand des Amper-Mooses bei Eching findet sich am Nordende der Ortschaft eine größere Kiesgrube, in der (siehe das Profil Fig. 21 auf Taf. 10) schräg gegen Nord einfallender, gut geschichteter Schotter mit eingeschalteten Sandschichten aufgeschlossen

waren. Die Schichten waren oben diskordant abgeschnitten und mit Grundmoräne bis zu 2 m mächtig bedeckt. Die Auflagerungsfläche war wellig verbogen. Der Geschiebemergel war seinerseits von einem groben Moränenschotter überdeckt. In diesem Profil sind die zu unterst liegenden schrägen Schotter wahrscheinlich der WI-Phase zuzurechnen, die hier möglicherweise als Deltaschotter in einen abgeschnürten Teil des Ammersee-Tales eingeschüttet wurden. Sie wurden dann von dem vorrückenden Eis des WII-Vorstoßes überfahren, dabei zum Teil abgetragen und mit Grundmoräne überdeckt, welche ihrerseits dann beim Abschmelzen der Gletscherzunge mit Moränenschotter in Gestalt von Randterrassen-Schottern zugedeckt wurde. Letztere sind N. und NW. von Eching in größerer Verbreitung anzutreffen.

Auf der Höhe des Wessobrunner Höhenrückens und zwar W. der Ortschaft Wessobrunn befindet sich eine große Schottergrube, in der etwa 8 m mächtige, lettig verunreinigte, geschichtete, gelbliche Schotter mit kristallinen Geröllen aufgeschlossen sind. Sie werden von 2—3 m mächtiger Grundmoräne überlagert. Trotz der lettigen Verunreinigung gehören die Schotter doch mit großer Wahrscheinlichkeit zum Sander der Würm-Phase I, der im Osten unmittelbar an der benachbarten WI-Moräne wurzelt. Die lettige Verunreinigung, die in würmeiszeitlichen Schottern im allgemeinen etwas ungewohntes ist, kann hier vielleicht als eine fazielle Abweichung vom Normaltypus angesehen werden. Der Reiß-Eiszeit kann der Schotter nicht angehören, da er weit innerhalb aller Reiß-Moränen liegt. Auch als Reiß-Würm-Interglazialschotter kann er nicht gedeutet werden, da vor allem seine große Mächtigkeit und seine Lage hoch über allen vermutlichen interglazialen Tälern dagegen sprechen. Es bliebe also nur die Möglichkeit, ihn als einen älteren glazialen Schotter anzusehen; aber auch dagegen kann der völlige Mangel an Verfestigung und das Vorhandensein zahlreicher kristalliner Gerölle geltend gemacht werden.

Ein weiteres ähnliches Schottervorkommen liegt etwa 2 km NNW. von dem vorbeschriebenen Aufschluß an der Straße von Wessobrunn nach Rott, unweit vom Straußner Hof. Auch hier handelt es sich um sandig-lettige Schotter. Im Nordteil der Grube sind diese gut geschichtet und fallen mit etwa  $15^{\circ}$  gegen NW. ein. Im Südteil sind die Schichten offenbar vom Eisdruck etwas gestaucht worden, da die Schichtausbisse wellig verbogen sind. Daraus läßt sich vielleicht der Schluß ziehen, daß die schräge Lagerung der Schichten im Nordteil der Grube ebenfalls als Lagerungsstörung durch Eispressung anzusehen ist. Eine Überlagerung mit Grundmoräne konnte nicht festgestellt werden. Trotzdem handelt es sich hier anscheinend um Schotter des gleichen Sanders, wie im vorher beschriebenen Aufschluß W. von Wessobrunn.

In den folgenden Ausführungen soll nun gezeigt werden, wie die im Gebiete des Ammersee-Gletschers gewonnenen Erkenntnisse auch in den

übrigen Abschnitten des süddeutschen Vereisungsgebietes durch die morphologischen und stratigraphischen Erscheinungen ihre Bestätigung finden.

## 2. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Würmsee-Gletschers.

Die Moränenzüge der WI-Phase im Bereiche des Würmsee-Gletschers wurden vom Verfasser (1931) als „Münsinger Phase“ bezeichnet (nach der Ortschaft Münsing O. des Würm-Sees, siehe Fig. 15 auf Tafel 9). Sie schließen am Südrande des Andechser Höhenrückens an die WI-Moränen des Ammersee-Beckens an und streichen, in zwei Wälle gesondert, zum Würmsee-Becken herüber (siehe Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100000). Der südliche dieser beiden bildet die Bekrönung des Südrandes des Andechser Höhenrückens und streicht über Monatshausen in O. und SO.-Richtung zur Ilka-Höhe bei Ober-Zeising, wendet sich dann in spitzem Winkel gegen Nordnordosten und zieht zunächst noch am Rande des Höhenrückens, dann an der Talflanke heruntersinkend bis über Possenhofen hinaus zum Ufer des Würm-Sees. Der nördliche Wall streicht über das Berndorfer Buchet bis zum Deixelfurter See, wendet sich hier gegen Nordnordosten und streicht dann über Traubing und Pöcking nach Starnberg, wo das Zungenende dieser Phase lag. Auch die östliche Begrenzung des damaligen Würmsee-Zungenbeckens bestand aus einem deutlichen Doppelwall, der von Percha bzw. Assenbuch (bei Leoni) in südlicher Richtung über Aufkirchen und Münsing auf die Höhe des Rückens zwischen Würmsee-Becken und Isar-Tal (Münsinger Höhenrücken) zieht, wo er sich eng an den Ickinger Moränenzug des Isar-Beckens anlegt.

Im ganzen geschilderten Verlauf zeichnen sich diese Moränen durch ihre zugeschliffenen („drumlinisierten“) Formen aus, und unterscheiden sich daher wesentlich von dem äußeren Moränenkranz der WII-Phase. Sie unterliegen daher meistens auch der landwirtschaftlichen Kultur, wie das Bild Fig. 4 auf Tafel 3 erkennen läßt. Ihre eigentliche Oberfläche wird von der Grundmoräne des späteren WII-Vorstoßes gebildet, wie in zahlreichen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen (Bacheinschnitten, Drainagegräben, Wegeböschungen usw.) beobachtet werden kann. Daß diese Hügelzüge ihrer Natur nach Wallmoränen sind, kann in zahlreichen Aufschlüssen festgestellt werden. So finden sich z. B. in der Umgebung von Feldafing verschiedene Gruben, in denen die mehr oder weniger sandigen, undeutlich geschichteten Moränenschotter aufgeschlossen sind. Die Überflutung durch den WII-Vorstoß zeigte sich in einer Stauchungserscheinung, die sich in einer Grube auf der Höhe des verschleiften Moränenwalles etwa 1 km SSW. von Pöcking vorfand (siehe Fig. 22 auf Taf. 10). Die aus deutlich geschichteten Moränenschottern mit eingeschalteten Sandschichten bestehenden WI-Ablagerungen waren an einer Stelle der Schottergrube muldenförmig verbogen und seitlich

zusammengestaucht, was auf den Eisdruck zurückzuführen ist, den das Eis bei seinem Vorstoß während der WII-Phase auf die überfahrenen Moränen der WI-Phase ausübte.

Einer der schönsten Aufschlüsse befand sich im Jahre 1927 bei Münsing auf dem Münsinger Höhenrücken (siehe Fig. 5 und 6 auf Taf. 4). In der am Ostrande der Ortschaft gelegenen Schottergrube werden die unregelmäßig geschichteten, sandigen Moränenschotter der WI-Phase abgebaut. Im Jahre 1927 war dort die Überlagerung mit Grundmoräne sehr gut aufgeschlossen, wie die Fig. 5 zeigt. Leider ist seither diese wichtige Natururkunde durch den weiteren Abbau der Grube zerstört worden. Die auf dem Bilde sichtbare starke Unregelmäßigkeit der Schichtung in der Schottermoräne kann zum Teil durch den Druck des überfahrenden Eises hervorgerufen sein.

Ein weiterer Aufschluß in WI-Moräne findet sich etwa 4 km N. von Münsing bei Ober-Biberkor in einer Schottergrube. Hier sind geschichtete Moränenschotter ebenfalls von Grundmoräne etwa 1 m mächtig bedeckt. Dieser Aufschluß liegt nicht unmittelbar auf dem von Münsing nordwärts ziehenden Hügelkamm, der im Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100 000 als WI-Moräne dargestellt ist. Trotzdem gehörte der aus dem großen Bachhauser Filz aufragende Moränenhügel von Ober-Biberkor einstmals zum WI-Moränenzug bzw. zu dem anschließenden Übergangskegel. Letzterer wurde allerdings durch den späteren Eisvorstoß zum Teil wieder abgetragen, so daß heute teilweise nur mehr die Sockelpartien erhalten geblieben sind. Da es naturgemäß sehr schwierig und oft unmöglich ist, in dem verhältnismäßig schlecht aufgeschlossenen und fast überall mit Grundmoräne überdeckten Gelände die genauen Grenzen der noch erhaltenen Überreste des WI-Moränenzuges festzulegen, so wurde letzterer nur insoweit dargestellt, als er morphologisch als solcher im Gelände hervortritt und gegebenen Falles auch stratigraphisch nachgewiesen werden kann.

Ein Blick auf das Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100 000 lehrt, daß auch im Gebiet des Würm-Gletschers jungwürmeiszeitliche Sander, die sich an die WI-Moränen anschließen sollten, vollständig fehlen. Alle wirklich jungglazialen Schotter sind Randterrassen, die sich in der kuppigen Grundmoränenlandschaft im Raume zwischen WI- und WII-Moränen an den ehemaligen Rändern von Tot-eismassen erstrecken. Dagegen dehnt sich auf dem Andechser Höhenrücken S. und W. von Machtlfing eine Hügellandschaft mit zahlreichen drumlinähnlichen Hügeln aus, die der gleichen Bildung auf dem Wessobrunner Höhenrücken entspricht und ohne Zweifel ebenfalls als ein umgepflügter und mit Grundmoräne bedeckter Sander der WI-Phase anzusehen ist.

Auch in den überfahrenen WI-Sandern finden sich einzelne Aufschlüsse, die deren echte Natur erkennen lassen. Hierher gehört eine

Schottergrube SO. von Percha am Nordende des WI-Moränenzuges des Münsinger Höhenrückens (siehe Fig. 7 auf Tafel 5), in der gut geschichtete unverfestigte sandige Schotter mit eingelagerten Sandschichten anstehen, die ihrer Art und Ausbildung nach der Würm-Eiszeit zugehörig sind. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 6 m. Sie sind an ein älteres, zu Nagelfluh verfestigtes Schottervorkommen (der jüngeren Mindel-Eiszeit?) angelagert; ihre obersten Schotterbänke sind diskordant abgeschnitten und von Grundmoräne des späteren WII-Vorstoßes auf wellig geformter Überlagerungsfläche überdeckt, wie Fig. 7 auf Taf. 5 zeigt.

Ein weiteres Vorkommen von WI-Schotter findet sich O. von Leutstetten am Nordende des Würmsee-Beckens und an der Innenseite des bekannten Leutstettener WII-Moränenzirkusses. Hier sind unverfestigte, gut geschichtete sandige Schotter feiner und mittlerer Korngröße mit Sandeinlagerungen aufgeschlossen, welche diskordant oben und seitlich (talwärts) von Grundmoräne überdeckt sind.

### 3. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Isar-Gletschers i. e. S.

Auch im Zungenbeckenbereich des Isar-Gletschers sind die Moränenzüge der WI-Phase gut ausgebildet, wenn sie hier auch nicht mehr als ausgesprochener Doppelwall entwickelt sind, sondern nur einen einfachen, aber stellenweise sehr breiten Moränenwall bilden. Nach der Ortschaft Icking im Isar-Tal wurden sie hier vom Verfasser als Ickinger Moränenzug bezeichnet (siehe die Tabelle auf S. 13). Sie bilden auf dem Münsinger Höhenrücken zunächst einen parallelen Zug zur Münsinger WI-Moräne des Würmsee-Beckens (siehe Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100 000). Bei Münsing treten die beiden Züge auseinander, der Ickinger Zug wendet sich O. von Münsing gegen Nordnordosten und verläuft über Walchstadt bis in die Gegend N. von Icking (siehe auch den Kartenausschnitt auf Taf. 1), wo das Zungenende des Isar-Gletschers der WI-Phase gelegen hat. Der östliche Moränenbogen des Isar-Beckens ist nur noch teilweise erhalten; er erstreckte sich einst W. an Hornstein vorbei an der Stelle des heutigen tief eingefurchten Isar-Tales mindestens ebenso weit, wie der westliche Bogen N. von Icking; er ist aber durch die postglaziale Eintiefung und Ausweitung des Isar-Tales abgetragen worden. Sein Überrest beginnt heute S. von Hornstein (er bricht hier am Steilrand jäh ab) und erstreckt sich bis südlich von Ergertshausen, wo er in spitzem Winkel mit dem Zug des Eglinger Beckens verschmilzt. Letzterer erstreckt sich in NNO.-Richtung bis in das Deininger Moos, wo anscheinend das Ende dieser kleinen Zunge lag. Die östliche Umrandung des Eglinger Beckens ist nicht so deutlich erhalten, daß eine genaue Begrenzung möglich wäre. Wahrscheinlich gehört der S. von Dettenhausen in SSO.-Richtung verlaufende Wall in diese Phase, ebenso der SW. von Aufhofen gelegene Wall. Die Fortsetzung dieses Moränenzugs findet sich dann S. des Tales bei Thanning und dieser erstreckt

sich dann in einem fast ununterbrochenen Wall am Süd- und Westrande des Thanning-Reichertshäuser Tales entlang, biegt bei Reichertshausen gegen Südsüdwesten um und verläuft über Harmating und Podling zurück zum Ostrand des Isar-Beckens. In seinem weiteren Verlauf umsäumt er vermutlich das Isar-Becken auf dessen Ost-Seite, wobei er sich noch zweimal in Seitenbecken ausstülpt bzw. diese umrahmt, nämlich in das Zellerbach-Tal bei Beirawies und in die Habichauer Senke SO. von Hechenberg.

Auch im Isargletscher-Gebiet unterscheiden sich die Moränen der WI-Phase morphologisch von den Jung-Endmoränen der WII-Phase durch ihre ausgeglichenen verschleiften Oberflächenformen (siehe den Kartenausschnitt auf Tafel 1). Trotzdem treten sie durch ihre wallförmige Gestalt meist deutlich hervor, so daß sie als solche erkennbar sind. Oberflächlich sind sie natürlich mit Grundmoräne überdeckt, die an zahlreichen kleinen Aufschlüssen sichtbar ist. Tiefere Aufschlüsse in den WI-Moränen, welche deren inneren Aufbau erkennen lassen, fehlen in diesem Abschnitt leider ganz. Nur in den an ihnen wurzelnden Sandern sind im Isargletscher-Gebiet zwei Aufschlüsse vorhanden. In Föggenbeuern (in der SO.-Ecke des Teilblattes München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100000) sind an der östlichen Flanke des dortigen Trockentales unverfestigte sandige Schotter mit zahlreichen kristallinen Geschieben aufgeschlossen, welche würmeiszeitlichen Schottern gleichen. Sie liegen auf älteren, zu Nagelfluh verfestigten Schottern der Mindel-Eiszeit und sind ihrerseits von Grundmoräne überlagert. Diese Schotter gehören zu einem Sander, der an dem oben geschilderten WI-Moränenzug von Harmating-Podling wurzelte. Ein weiteres der WI-Phase zugehöriges Schottervorkommen findet sich in dem vom Bahnhof Ebenhausen (im Isar-Tal) herabziehenden Graben. Hier sind im oberen Teil unverfestigte Schotter von würmeiszeitlichem Charakter aufgeschlossen, welche von Grundmoräne der WII-Phase überlagert sind. Anscheinend handelt es sich hier um Reste des Sanders, der an der WI-Moräne bei Icking wurzelte.

#### **4. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Inn-Chiemsee-Gletschers.**

Das Gebiet des eiszeitlichen Inn-Chiemsee-Gletschers wurde von K. TROLL (1924a) in einer größeren geographischen Abhandlung eingehend beschrieben und in einer geologisch-morphologischen Karte dargestellt. Diese Karte soll als Unterlage für die folgenden Ausführungen dienen. Eine Übersichtsskizze ist in Fig. 16 auf Taf. 9 vorliegender Abhandlung dargestellt.

Trotz der sehr eingehenden Bearbeitung dieses ausgedehnten Vorlandgletscher-Gebietes hat K. TROLL doch die Natur der WI-Moränen verkannt, da er weder die morphologischen Besonderheiten der Moränenzüge, noch den völligen Mangel an entsprechenden dazugehörigen San-

dem beachtete. Anscheinend fehlte ihm bei der großen Ausdehnung des Gebietes die Zeit, um die stratigraphischen Verhältnisse zu klären und zur Eingliederung dieser auffallenden Moränenzüge zu verwenden.

Die Moränen der WI-Phase sind auch im Inn-Chiemseegletscher-Gebiet deutlich ausgeprägt erhalten und umsäumen die sogenannten Zweigbecken, die besonders im Westflügel des Inn-gletscher-Gebietes gut ausgebildet und durch hochaufragende Sporne des tertiären und altglazialen Untergrundes von einander getrennt sind, während sie im östlichen Teil und im Chiemseegletscher-Gebiet weniger deutlich ausgeprägt und durch keine Tertiär-Sporne besonders hervorgehoben sind. Wie im Ammersee- und Würmseegletscher-Gebiet so finden sich auch hier an verschiedenen Abschnitten, besonders im Chiemsee-Gebiet, gedoppelte Wälle, auf die auch gelegentlich K. TROLL (1924 a, S. 60) hinweist.

Über die morphologischen und stratigraphischen Verschiedenheiten zwischen den WI-Moränen (K. TROLL's Ölkofener Stadium) und dem äußeren WII-Moränenkranz (K. TROLL's Kirchseeoner und Ebersberger Stadium) spricht sich K. TROLL nicht aus. Diese Unterschiede treten aber im Inn-gletscher-Gebiet genau so hervor, wie in den früher geschilderten westlicheren Gebieten. So zeigt z. B. die Fig. 1 auf Taf. 2 die verschleiften Oberflächenformen der WI-Moräne von Loitersdorf, die in starkem Gegensatz zu den unregelmäßig grubigen Wallmoränen des (äußeren) WII-Kranzes stehen. Wohl erwähnt K. TROLL (1924 a, S. 36) diese Eigenschaft der äußeren Moräne, deren „Oberfläche von einem wirren Gehäuf steiler, regelloser Hügel und kleinster, aber tiefer, versumpfter Wannen und Löcher gebildet wird“. Aber er will damit nur den Gegensatz zur Altmoränenlandschaft betonen, während er den tatsächlich bestehenden gleichen Gegensatz zu den WI-Moränen in seiner Abhandlung nicht berührt, trotzdem diese morphologische Verschiedenheit von grundsätzlicher Bedeutung ist. Auch hat K. TROLL es bisher unterlassen, einen einleuchtenden Grund anzugeben, weshalb die WI-Moränen stets und überall in verschleiften Formen abgesetzt wurden und nicht in so unregelmäßigen, wie die echten jungglazialen WII-Moränen. Man muß doch annehmen, daß der Ablagerungsvorgang stets der gleiche ist, ob es sich nun um äußere Randmoränen oder um Rückzugsmoränen handelt. Zeigt doch die WIIc-Moräne die gleiche grubige Beschaffenheit wie die WIIb-Moräne, obwohl sie auch schon eine Rückzugsmoräne ist.

Eine weitere wichtige Eigenschaft der WI-Moränen im Inn-Chiemseegletscher-Gebiet ist das Fehlen von Sandern, die an den Moränen sichtbar wurzeln und in ununterbrochenem Zuge auf das Vorland hinaus führen. Wohl bestehen die randlichen Talrinnen des Leitzach-Gars-Talzuges im Westflügel des Inn-gletscher-Gebietes, die gegabelte „Urprienrinne“ (K. TROLL, 1924 a, S. 77) zwischen dem Ostflügel des Inn-gletscher-Gebietes und dem Westteil des Chiemseegletscher-Gebietes, und schließlich in des letzteren östlichem Teil das „Erlstätter Trockental“

(a. a. O. S. 87). Diese Talrinnen umschließen zum Teil die zur WI-Phase gehörenden Moränenzüge; aber die in ihnen sich findenden Schotterablagerungen sind keine durchlaufenden Sander, sondern sie sind entweder Erosions- aber keine Akkumulationsterrassen, oder sie sind ausgesprochene Randterrassen, oder es schalten sich in sie wassergefüllte Wannen oder Torfmöser ein, oder sie endigen an solchen, oder schließlich sie bestehen aus ausgesprochenen und ausgedehnten Kesselfeldern. Alle diese angeführten Umstände deuten darauf hin, daß diese randlichen Talzüge keine Sander im eigentlichen Sinne beherbergen, sondern nur Schmelzwasserrinnen darstellen, die während des Schwindens und schließlichen Zerfalles des Gletschers in Benützung standen, niemals aber während einer länger dauernden Phase als Abzugskanäle dienen konnten. Letzteres müßte aber der Fall gewesen sein, wenn die WI-Moränen einer Rückzugsphase („Neowürm“ K. TROLL's) zugeschrieben werden wollten; denn die WI-Moränen sind, wie weiter oben schon ausgeführt wurde, in ihrem heutigen verschleiften („drumlinisierten“) Zustande noch so ansehnlich, daß sie nur einem länger dauernden Stillstand angehören können. Während desselben müßten sich ausgedehnte und zusammenhängende Sander gebildet haben, was aber in den bisher betrachteten Gletschergebieten und auch im Inn-Chiemseegletscher-Gebiet nirgends der Fall ist. Eine scheinbare Ausnahme bildet die sogenannte „Steppacher Ebene“, die zwischen der Endmoräne der WI-Phase des Rettenbach-Beckens und der WIIc-Moräne (Ebersberger Stadium K. TROLL's) von Mammerstädt liegt und sich an erstere Moräne anschließt, wie K. TROLL (1924 a, S. 60) ausdrücklich betont. Aber diese Steppacher Ebene ist kein „ausgedehntes ebenes Feld“, wie K. TROLL S. 57 irrtümlich sagt, sondern — wie ein Blick auf die Positionsblätter 1:25 000 Nr. 697 (Haag) und Nr. 719 (Wasserburg) beweist — ein außerordentlich unruhiges und kuppiges Gelände mit zahlreichen Wasseransammlungen, Torfmösern und feuchten Gründen. Damit ergibt sich aber, daß die Steppacher Ebene im allgemeinen das gleiche Gebilde ist, wie die kuppige Grundmoränenlandschaft zwischen WI- und WII-Moränen im Ammersee- und Würmseegletscher-Gebiet, und daß ihre Entstehung auf die gleiche Ursache zurückzuführen ist, wie die genannte Landschaft, nämlich auf die umpflügende Tätigkeit des Eises des WII-Vorstoßes. K. TROLL hat allerdings recht, wenn er die Steppacher Ebene an den Stirnmoränen des Rettenbach-Zweigbeckens wurzeln läßt, aber er irrt, wenn er sie für eine Rückzugsbildung („Neowürm“) erklärt und ihre kuppige Oberfläche für ein „charakteristisches Kesselfeld“ hält. Es ist völlig ausgeschlossen, daß sich ein solches Kesselfeld während der ganzen Dauer der WI-Phase hätte erhalten können; denn die Schmelzwässer hätten während dieser langen Zeit nur den Weg über die Steppacher Ebene nehmen können, da ihnen jeder andere Ausweg aus dem randlichen Talzug versperrt war. Während dieser langen

Zeit wären aber sämtliche Toteisreste durch die in den durchlässigen Schottern in Form von Grundwasser fließenden Schmelzwassermengen längst zur Auflösung gelangt und die dabei entstandenen Vertiefungen (Toteiskessel) von den oberflächlich fließenden Schmelzwasserfluten eingeebnet bzw. aufgefüllt worden. Wenn die Steppacher Ebene wirklich ein Kesselfeld wäre, wie K. TROLL annimmt, dann würde dies gerade darauf hinweisen, daß die Ablagerungen der Steppacher Ebene in verhältnismäßig kurzer Zeitspanne entstanden wären, also während eines rasch fortschreitenden Zerfalles des Gletschereises, aber nicht während einer doch tausende von Jahren dauernden Stillstandslage, wie es die WI-Phase erforderte. Die Steppacher Ebene ist aber kein Kesselfeld, sondern der vom WII-Vorstoß überschrittene Sander der WI-Phase, der vom vorschreitenden Eis umgepflügt und in diese unruhige kuppige Landschaft umgewandelt wurde. Dafür spricht auch die von K. TROLL als Beweis für die Kesselfeldnatur angeführte Tatsache, daß xerophile Pflanzengesellschaften „inselförmig“ darin auftreten. Letzteres spricht aber gerade gegen die Natur der Ebene als Kesselfeld; denn in einem solchen müßten alle nicht vom Wasser bedeckten Teile des Feldes xerophilen Pflanzenwuchs tragen; dagegen kann in einem vom Eis bearbeiteten Sander nur an solchen Stellen xerophiler Pflanzenwuchs auftreten, wo zufällig keine Grundmoräne abgelagert wurde oder wo später eine solche durch Ablationsvorgänge abgetragen wurde, nicht aber an den übrigen von Grundmoräne bedeckten Teilen des Sanders, wodurch das inselförmige Auftreten leicht zu erklären ist.

Nebenbei möge noch die Tatsache erwähnt werden, daß auch im Inngletscher-Gebiet die kuppige Grundmoränenlandschaft zwischen WI- und WII-Phase zum Teil aus Hügelmoränen besteht, wie sich solche im Ammersee-Gebiet finden und weiter oben bereits beschrieben wurden. Hierher gehört das von K. TROLL (1924 a, S. 108 u. f.) beschriebene „Hohenburger Hügelfeld“, das sich eng an die sogenannte Steppacher Ebene anschließt und sich von diesem auf der topographischen Karte in nichts unterscheidet und von ihm auch nicht abgegrenzt werden kann. Auch hier finden sich die Hügelmoränen in der Nähe eines Gletschertores und hier wie dort ist es kein Zufall, daß sie sich aus Moränenschotter aufbauen; denn das Material ist größtenteils nichts anderes als das in die Grundmoräne gelangte Schottermaterial des anschließenden WI-Sanders, das vom Eis des WII-Vorstoßes aufgearbeitet und umgelagert wurde.

Nach dieser Abschweifung in die Steppacher Ebene, die also keine jungwürmeiszeitliche Sanderbildung sein kann, wenden wir uns wieder der randlichen Talrinne des Leitzach-Gars-Talzuges zu. Weiter oben schon wurde betont, daß dieser keine Abflußrinne einer länger dauernden jüngeren Phase (Ölkofener oder Neowürm-Stadium K. TROLL's) sein kann, da in ihm wie in den übrigen randlichen Talzügen keine nennenswerten

Schotterablagerungen auf Terrassen vorkommen. Verfasser, der den Leitzach-Gars-Talzug bisher vom Leitzach-Tal bis nach Ebersberg genauer zu durchforschen Gelegenheit hatte, konnte feststellen, daß in diesem Abschnitt des Talzuges keine Aufschüttungsterrassen, sondern nur Erosionsterrassen vorhanden sind. Dies gilt sowohl für das Leitzach-Tal zwischen Esterndorf und Westerham, wie für die angeblichen Terrassen im Mangfall-Becken W. von Feldkirchen, als auch für das Kupferbach-Tal von Percha bis Glonn und für die weitere Fortsetzung des Talzuges über Moosach—Taglaching—Grafing bis nach Ebersberg. Diese Feststellung konnte an zahlreichen Aufschlüssen und Schottergruben im Verlaufe dieses Talzuges gemacht werden. Es ist nicht möglich, alle diese Einzelbeobachtungen hier anzuführen. Als Beispiele sollen nur die leicht zugänglichen Schottergruben angeführt werden, die sich an und auf den gut ausgebildeten Terrassen in der nächsten Umgebung von Glonn angelegt sind. Aus diesen Aufschlüssen geht hervor, daß die ganzen Terrassenkörper aus Schottermoränen- und Grundmoränenmaterial bestehen, ferner daß die Terrassenflächen aus diesem Moränenuntergrund durch Erosion herausgeschnitten sind und nur eine dünne Decke von fluvioglazialen Schottermaterial tragen. Letztere kann aber auch fehlen, in welchem Falle dann die Moräne bis an die Terrassenoberfläche hinauf reicht. Diese Erscheinung beweist doch mit genügender Deutlichkeit, daß in dem randlichen Talzug nur Schmelzwässer geflossen sein können, die mit Geröll nicht überladen waren, wie das nur bei flächenhaftem Abschmelzen und raschem Zerfall des Gletschereises der Fall sein kann, da dauernder Nachschub des Eises und damit auch des Moränenschuttes fehlt. Sobald nun durch weiteren Zerfall des Eises ein neuer Ausfluß aus dem randlichen Talzug in irgendein Zweigbecken sich öffnete und damit eine rasche oder plötzliche Erniedrigung der Erosionsbasis erfolgte, wurde der Talzug rasch weiter vertieft und eine neue Terrassenfläche herausgeschnitten; aber es erfolgte auch hier wieder keine nennenswerte Aufschotterung. Daß die höheren Terrassen des Leitzach-Gars-Talzuges auch keine Sanderflächen des inneren Ölkofener Stadiums K. TROLL's (siehe weiter unten) sein können, läßt sich — wie auch schon K. TROLL bemerkte — weiterhin daraus ersehen, daß diese Terrassen bei und gegenüber von Taglaching um 8—10 m höher über dem Ölkofener Kames- und Kesselfeld in das Grafinger Becken ausstreichen. Die Darstellung in K. TROLL's Karte des Inn-Chiemsee-Gletschers ist insoferne nicht richtig, als das mit der Signatur der Wörther Stufe bezeichnete Schotterfeld von Ölkofen mit seinem westlichen Teil irrtümlich im Urteibach-Tal bis über Taglaching hinauf verlängert gezeichnet ist. Letzteres ist aber tatsächlich nicht der Fall; denn bereits bei Haidling steigt eine Terrassenstufe an (wie es K. TROLL in der kleinen Kartenskizze im Text [1924 a, S. 63] richtig andeutete), und unweit O. der Bahnlinie schaltet sich noch eine zweite höhere Stufe ein,

die sich dann am südlichen Talhang des Urtelbach-Tales bis über Taglaching hinaus erstreckt. Da nun K. TROLL das Ölkofener Schotterfeld mit den Kames-Bildungen an der Stirne seines inneren Ölkofener Stadiums (siehe später) entstehen läßt, so geht daraus hervor, daß die Terrassen des randlichen Talzuges mit diesem Stadium ebenfalls nichts zu tun haben können, also bereits ausgebildet gewesen sein mußten, als an der Stirne des Gletschers des sogenannten Ölkofener Stadiums das Schotterfeld mit den Kames entstand. Dies erkannte auch K. TROLL, indem er die Grafinger Terrassen deutlich von der Ölkofener Schotterbildung trennte.

Die Terrassen des Leitzach-Gars-Talzuges können — wie oben gezeigt — nicht als Sander eines jungwürmeiszeitlichen Ölkofener Stadiums im Sinne von K. TROLL angesehen werden. Demnach können auch die im unteren Teil des Talzuges liegenden Schottergebilde von Steinhöring und Steppach, die nach K. TROLL mit ihnen in Zusammenhang stehen sollen, nicht von einem solchen Stadium ihren Ausgang nehmen. Die Steppacher Ebene kann aber auch nicht mit dem tieferen Ölkofener Schotter in Beziehung gebracht werden. Dagegen kann der tiefer eingesenkte zentrale Teil bei Steppach selbst, die Steppacher Ebene i. e. S., die auch wirklich als Schotterebene ausgebildet ist, mit dem Ölkofener Schotterfeld insofern in Zusammenhang gebracht werden, als beide beim Zerfall des Gletschers aufgeschüttet wurden. Es ist deshalb auch gerechtfertigt, daß beide in der Karte mit der gleichen Signatur der Wörther Stufe bezeichnet sind, obwohl K. TROLL die Steppacher Ebene i. e. S. für noch jünger halten möchte. Es bleiben also als einzige Schotterbildungen des Ölkofener Stadiums im Sinne von K. TROLL nur die beiden zuletzt genannten kleinen Schotterfelder von Ölkofen und des tiefern Teiles der Steppacher Ebene übrig, die allerdings als wahrhaft dürftige Sanderbildungen für eine so ausgeprägte und starke Stillstandslage, wie es die WI-Phase ist, bezeichnet werden müßten.

Im folgenden soll nun gezeigt werden, daß auch das von K. TROLL (1924 a, S. 62 u. f.) näher beschriebene und in einer Kartenskizze dargestellte tiefere oder innere Ölkofener Stadium gar nicht zu Recht besteht. K. TROLL nimmt nämlich an, daß außer einem äußeren Ölkofener Stillstand, dem die (verschleiften!) Moränen auf der Höhe von Dichau und auf den Höhen W. von Ober-Ölkofen angehören sollen, noch ein innerer Moränenkranz bestünde, dessen Seitenmoränen die Ränder des Attel-Beckens bei Straußdorf und bei Eisendorf umsäumen sollten und dessen Stirnmoräne durch die „Quermoräne“ SO. von Schloß Ölkofen gebildet würde. Nun sind aber vor allem die angeblichen Seitenmoränen keine jungen Moränenzüge, was allein schon aus den vollkommen ausgeglichenen Formen der Hügelzüge von Eisendorf hervorgeht (siehe den Höhenschichtenverlauf auf Blatt Nr. 717, Ebersberg der Karte 1:25 000); außerdem ist der langgezogene, drumlinförmige Rücken bei

Eisendorf ganz deutlich durch Gletschererosion an seiner NO.-Seite in schieferm Winkel zu seiner Längsachse abgeschnitten; an dieser Erosionsfläche streicht die alte Nagelfluh an Steilwänden aus, woraus zu ersehen ist, daß es sich hier um einen Nagelfluh-Riedel handelt, der mit Grundmoräne bedeckt ist. Möglicherweise verbirgt sich unter letzterer noch ein Rest einer Vorrückungs-Moräne (WI-Phase); aber ein jungwürmeiszeitlicher Moränenwall des Ölkofener Stadiums ist hier sicher nicht vorhanden. Auch der angebliche Moränenwall von Straußdorf ist nicht vorhanden und kann auch nicht mit der Geländegestaltung begründet werden. Was schließlich die „Quermoräne“ von Ölkofen selbst betrifft, so lehren die Schottergruben bei Aiterndorf am SO.-Rande dieses Gebildes, daß es ebenfalls keine Moräne sein kann; denn in diesen Gruben sind fein- bis mittelkörnige kalkalpine Deltaschotter aufgeschlossen, die bankweise zu Nagelfluh verfestigt sind (siehe Fig. 8 auf Taf. 5). Die Bänke fallen teils nach Osten, teils sogar gegen Süden (also gegen das Beckeninnere!) ein. Dazu kommt, daß die Schichten oben schräge abgeschnitten und mit einer Lage echter Grundmoräne überdeckt sind (siehe das Bild Fig. 8). Aus diesem Befund ergibt sich, daß die Ölkofener Quermoräne keine Wall- bzw. Stirnmoräne sein kann, sondern in ihrem Kern aus irgend welchen älteren Interglazialschottern besteht; denn das kalkalpine Schottermaterial mit den wenigen eingestreuten kristallinen Geröllen kann nicht von einem Seitenarm des eiszeitlichen Inn-Gletschers stammen, der an sich schon sehr viel kristallines Material mit sich führte. Ferner spricht die ziemlich starke Verfestigung für ein höheres, mindestens riß-würmeiszeitliches, wahrscheinlich aber mindel-rißbeiszeitliches Alter. Verfestigung von würmeiszeitlichen Ablagerungen ist an sich schon eine sehr seltene Erscheinung. Eine solch starke Verfestigung in jungwürmeiszeitlichen Moränenablagerungen, wie es die angebliche Ölkofener Moräne sein soll, ist vollständig unwahrscheinlich; dazu kommt noch das widersinnige Einfallen der Bänke gegen das Beckeninnere und schließlich noch die diskordante Überlagerung mit Grundmoräne, alles Erscheinungen, die gegen die Stirnmoränennatur dieser angeblichen Quermoräne sprechen.

Wenn nun der Bestand einer jungwürmeiszeitlichen Ölkofener Moräne und damit auch der „Neowürm“-Phase im Sinne von K. TROLL im Attebecken als ein Irrtum nachgewiesen werden konnte, so fallen damit auch die von ihm vermuteten Beziehungen der sehr interessanten jungwürmeiszeitlichen Kames-Bildungen im Ölkofener Schotterfeld zur WI-Phase weg. Die Kames-Landschaft ist nichts anderes als eine durch den Zerfall des würmeiszeitlichen Gletschers bedingte Toteislandschaft. Sie mag dadurch vorbedingt gewesen sein, daß die verfestigten interglazialen Deltaablagerungen dem Fließen des Eises einen erheblichen Widerstand entgegengesetzten und daß das Eis nach Überschreiten dieser harten Schwelle wie nach einer Stromschnelle sein Bett stärker zerpflegte und

hier subglaziale Kolke schuf, die dann beim Zerfall des Eises mit Tot-  
eisresten länger gefüllt blieben und nun das eigenartige Relief bei der  
Einschotterung noch verstärkten.

Weiter oben wurde dargelegt, daß in dem randlichen Leitzach-Gars-  
Talzug keine Sander liegen, die an den WI-Moränen wurzeln sollten;  
andererseits wurde zuletzt gezeigt, daß da, wo tatsächlich kleine Schotter-  
felder in den Zweigbecken liegen, keine Moränen vorhanden sind, an  
denen diese wurzeln könnten. Von welchen Seiten man auch das Problem  
der jungwürmeiszeitlichen Ölkofener Phase angeht, nirgends finden sich  
Beweise für ihr Dasein. Dagegen sollen später noch zahlreiche Beweise  
für eine ältere Würmphase vorgeführt werden. Zunächst sollen noch  
die östlichen Teile des Inn-Chiemseegletscher-Gebietes auf das Vor-  
handensein von Ablagerungen des Ölkofener Stadiums im Sinne von  
K. TROLL untersucht werden.

Das Fehlen von jungen Sandern der WI-Phase ist nicht nur im west-  
lichen Flügel des Inn-Gletschers zu beobachten, sondern tritt auch im  
östlichen Flügel und im anschließenden Chiemsee-Gletschergebiet deut-  
lich hervor. Dem Leitzach-Gars-Talzug im Westen entspricht hier die  
„Urprierrinne“ (K. TROLL, 1924 a, S. 78 u. f.). Wenn diese Rinne als  
Abflußrinne für die Schmelzwässer eines jungen Ölkofener Stadiums  
(WI-Phase) gedient haben soll, dann müssen die in ihr abgelagerten  
Schotter an den Moränen des Ölkofener Stadiums wurzeln. Dies ist aber  
tatsächlich nicht der Fall; sie stehen gar nicht einmal in Beziehung zu  
ihnen, sondern liegen so hoch über ihnen, daß sie an ihnen nicht wurzeln  
können. K. TROLL schreibt darüber folgendes: „Die von der Prien durch-  
sägten Moränen neigen sich an der dortigen Stelle bei Griebing so tief  
herab, daß die alte Priental-Rinne über sie zu liegen kommt<sup>1)</sup> und  
als ein durch Eisverbauung erzwungener Lauf erklärt werden muß.“  
Ferner: „Die alte Schotterterrasse, bei Krimning sehr gut aufgeschlossen,  
erfordert, wie bei Bachham von rechts, hier vom Inn-gletscher her eine  
Eisstauung.“ Bei Finsterleiten erweitert sich der alte Talboden der „Ur-  
prierrinne“ zu einem ebenen Schotterfeld. „Dieses Schotterfeld ist weder  
im O. noch im W. an höhere Aufragungen angelehnt. Die Stirnmoräne  
des Simsseebeckens bei Mauerkirchen bleibt tief unter seinem Niveau,  
und dahinter fällt das Gelände weiter zu dem 75 m tieferen Simssee-  
spiegel ab. Auch nach O. und NO. setzt die Rimstinger Endmoräne, die  
bisher eine östliche Einfassung gebildet hat, bis nach Zell jenseits des  
Langenbürgener Sees aus. Nach beiden Seiten, gegen den Simssee  
wie gegen den Chiemsee, hängt also das Schotterfeld von Kalk-  
grub über der angrenzenden Landschaft.<sup>1)</sup> Es ist eine zweiseitige  
„Randterrasse“<sup>1)</sup> entsprechend seiner Lage zwischen den beiden  
Gletschern, wie die Terrassen im Leitzach-Gars-Talzug einseitige dar-

<sup>1)</sup> Vom Verfasser gesperrt.

stellen.“ Aus dem Angeführten geht klar hervor, daß die „Urprienrinne“ mit den Moränen der WI-Phase nichts zu tun haben kann, da die Moränen dieser Phase tiefer in die Täler herunterziehen, als die Schotteroberfläche der „zweiseitigen Randterrasse“ liegt. Diese eigenartige Situation ist nur dann erklärlich, wenn die WI-Moränen überfahrene Moränen sind, die noch teilweise unter dem Gletschereis begraben lagen, als sich bereits die „Urprienrinne“ bildete. Die Eggstätter „Schotterfläche“ ist nun nicht, wie K. TROLL (1924 a, S. 104 u. f.) annimmt, die Fortsetzung der Schotter der „Urprienrinne“, also der vom Verfasser vergeblich gesuchte jüngere Sander des Ölkofener Stadiums, sondern ist der Überrest eines alten, vom Eise überfahrenen und zum Teil zerstörten Sanders der WI-Moränen, der tatsächlich — wie K. TROLL richtig bemerkt — im Südosten an der Oberndorfer Moräne wurzelt. Letztere ist aber nichts anderes, als die ebenfalls verschleifte WI-Moräne! K. TROLL bezeichnet diesen vom Eise umgepflügten Sanderrest als eine Schotterfläche. Ein Blick auf die Positionsblätter 1:25000 Nr. 743 (Obing) und Nr. 767 (Prien) lehrt aber sofort, daß von einer Schotterfläche nichts vorhanden ist, sondern daß es sich hier ebenfalls um eine kuppige Moränenlandschaft handelt wie bei der Steppacher Ebene (i. w. S.) am Ende des Leitzach-Gars-Talzuges. Hier wie dort liegt ein aufgearbeitetes Sanderfeld vor, das niemals eine jungglaziale Schotterflur sein kann; ebenso wenig kann es die Fortsetzung der „zweiseitigen Randterrasse“ von Finsterleiten sein. Eine solche kann nur in dem Kames-Feld der Eggstätter Seen erblickt werden, das — wie K. TROLL richtig bemerkt hat — eine Toteislandschaft ist, die während des Zerfalls des Chiemsee-Gletschers in der Jungglazialzeit entstanden ist.

Nebenbei bemerkt scheinen größere Kesselfelder nur in Gebieten vorzukommen, wo Gletscherzungen in flächenhaftem Abschmelzen bzw. in raschem Zerfall begriffen waren. Wenn sich aber an einen solchen Zerfall wieder ein länger dauernder Gletscherhalt oder Stillstand anschloß, dann wurden die eben entstandenen Kesselfelder alsbald wieder eingeschottert, besonders wenn die Schmelzwässer wenig Spielraum hatten und auf die vorher schon benützten Bahnen angewiesen waren. Wenn sie dagegen sich nach verschiedenen Richtungen ausbreiten oder wenigstens sich etwas verlagern konnten, dann können einzelne Toteiskessel oder Teile von Kesselfeldern auch vor den Moränen eines längeren Stillstandes erhalten geblieben sein, wie verschiedene Beispiele an den WII-Moränen und Schottern des Ammersee- und Würmsee-Gebietes (JOSEPH KNAUER 1929, S. 26/27 und 1931, S. 30/31) oder des Inn-gletscher-Gebietes (K. TROLL, 1924 a, S. 37) zeigen. So hätte auch das ausgedehnte Kames- bzw. Kesselfeld der Eggstätter Seen nicht erhalten bleiben können, wenn es längere Zeit dem Laufe der Schmelzwässer der „Urprienrinne“ ausgesetzt gewesen wäre. Da dieses Ereignis aber wegen des raschen Zerfalles des Eises nur kurze Zeit andauerte, blieb es vor

Verschüttung bewahrt, da der Zufluß von Schmelzwasser schon beendet war, bevor die Toteisreste abgeschmolzen waren.

Auch der ungefähr bei Finsterleiten sich von der „Urprienrinne“ abzweigende randliche Talzug von Endorf nach Halfing und die in diesem liegenden Talschotter sind keine Sander eines Ölkofener Stadiums bzw. der WI-Phase; denn dieses Schotterfeld führt nirgends aus dem Moränengebiet hinaus, sondern endet blind im großen Freimoos (N. von Halfing), das als Becken eines großen Toteisrestes anzusehen ist und das von Süden her während des Zerfalles des Gletschers so weit, als eben die geringen Schottermengen ausreichten, aufgefüllt wurde, im übrigen aber nach dem Abschmelzen des Eises als Becken erhalten blieb. Nebenbei bemerkt sind die Schotter im Halfinger Tal wirklich als Ebene ausgebildet. Das gleiche kann man aber wiederum nicht von den angeblichen Schotterflächen N. von Amerang und von derjenigen N. von Penzing (bei Wasserburg) behaupten, die von K. TROLL als solche angesehen werden und mit der Signatur der Ebinger Stufe gekennzeichnet sind, demnach also dem Ölkofener Stadium (WI-Phase) angehören sollen. Auch sie sind keine Schotterflächen, sondern vom Eis überfahrene und umgepflügte Sanderreste, die allerdings zur WI-Phase gehören und heute als kuppige Moränenlandschaft, nicht aber als geschlossene Schotterflächen erscheinen, wie die Blätter Nr. 719 (Wasserburg), Nr. 720 (Schnaitsee), Nr. 742 (Halfing) und Nr. 743 (Obing) der Karte 1:25 000 deutlich erkennen lassen. Es wäre ein mehr als merkwürdiger Zufall, wenn alle Schotterflächen, die tatsächlich als Sanderreste der WI-Phase festgestellt werden können, stets als kuppige Moränenlandschaften, niemals aber als echte Schotterflächen entwickelt wären, wie sie eigentlich sein müßten, wenn sie wirklich spätglazial angelegt wären!

Schließlich kann auch die Schotterablagerung im „Erlstätter Trockental“ im östlichen Flügel des Chiemseegletscher-Gebietes nicht als Sander eines jungwürmeiszeitlichen Ölkofener Stadiums angesehen werden, da sie nicht aus dem Zungenbecken hinausführt, sondern — wie aus K. TROLL's Karte zu ersehen ist — am unteren Ende bei Chieming, Waidach und Hart blind an Terrassenabfällen endet bzw. in die Luft ausstreicht. Daraus ergibt sich ohne weiteres, daß es sich auch hier um ausgesprochene Randterrassen handelt, die beim Zerfall des Chiemsee-Gletschers hier aufgeschüttet wurden.

Damit soll die Besprechung der K. TROLL'schen Auffassung über die Gliederung der würmeiszeitlichen Ablagerungen im Inn-Chiemseegletscher-Gebiet ihr Ende finden. Sie wurde mit Absicht so eingehend durchgeführt, da K. TROLL sich in einer Besprechung (1931) des B. EBERL'schen Buches (1930) neuerdings gegen die Annahme einer Würm-Vorrückungs-Phase ausgesprochen hat.

In Fig. 16 auf Taf. 9 ist in schematischer Weise die Gliederung der

würmeiszeitlichen Moränenzüge des Inn-Chiemseegletscher-Gebietes nach den Ergebnissen des Verfassers dargestellt.

Im folgenden sollen nun noch verschiedene Aufschlüsse im Inn-Chiemseegletscher-Gebiet besprochen werden, die auch stratigraphisch den Bestand von älteren würmeiszeitlichen Vorrückungsmoränen und deren Sandern zu beweisen in der Lage sind.

Da die WI-Moränen und ihre Sander verschleift und meistens mit Grundmoräne überdeckt sind, ist es natürlich stets nur ein glücklicher Zufall, wenn man solche Aufschlüsse antrifft, die die wahre Natur dieser Ablagerungen erkennen lassen. So findet sich neben der Straße, die von Aschhofen (am nördlichen Hange des Mangfall-Tales O. von Feldkirchen) nach Groß-Höhenrain führt, in einer Schottergrube unverfestigter sandiger Moränenschotter mit zahlreichen kristallinen Geschieben in einer Mächtigkeit von 3,0—3,5 m aufgeschlossen. Der Moränenschotter erweist seine Zugehörigkeit zur Würmphase I durch die ihm auflagernde Grundmoräne von wechselnder Mächtigkeit. Etwa 250 m SO. von dieser Stelle ist ein weiterer Aufschluß, in dem die gleichen Verhältnisse herrschen. Diese beiden Vorkommen gehören zu der verschleiften WI-Moräne, welche den Sporn bekrönt, der das Zweigbecken der Mangfall von demjenigen der Glonn scheidet.

In letzterem und zwar N. der alten Kirche von Baiern auf der Höhe des nordöstlichen Talrandes ist eine Schottergrube, in der undeutlich geschichteter, unverfestigter sandiger Moränenschotter der WI-Phase mit zahlreichen kristallinen Geschieben aufgeschlossen ist. Über diesem liegt ebenfalls bis zu 1,5 m mächtige Grundmoräne des WII-Vorstoßes diskordant darüber gelagert.

Im Zweigbecken der Moosach war im Juli 1933 NW. der Ortschaft Hohenthann oben nahe dem Rücken des Höhenzuges ein sehr schönes Profil in einer neuen Schottergrube aufgeschlossen, das in Fig. 23 auf Taf. 10 dargestellt ist. In der Grube wurden unverfestigte und unregelmäßig geschichtete, z. T. deutlich gestauchte sandige Moränenschotter mit zahlreichen kristallinen Geschieben abgebaut. An diese Schotter war am talseitigen Teil der Abbauwand Grundmoräne angelagert bzw. angepreßt und hier waren die Moränenschotter deutlich gestaucht, wie man an einer eingelagerten Sandschicht feststellen konnte. Die Moränenschotter gehören der WI-Phase an, die Grundmoräne dagegen dem Vorstoß der WII-Phase. Hier liegt anscheinend die ursprüngliche Ausfüllung einer Vertiefung in der unruhig geformten WI-Wallmoräne durch Grundmoränenmaterial des WII-Vorstoßes vor. Später wurden die beiden zusammengeschweißten Formationsglieder durch die fortdauernde Bearbeitung des Gletschereises zugehobelt (drumlinisiert), woher nun die sanft geschwungene gemeinsame Oberfläche der beiden her stammt, die durch den Verwitterungshorizont betont ist (siehe Fig. 23). Über diese Verwitterungszone, die der Postglazialzeit zugehört, wurde dann später

eine Decke von umgelagertem Grundmoränenmaterial ausgebreitet, welche vom höheren Teil des Höhenrückens abgeschwemmt und hier wieder abgelagert wurde. Letztere Bildung zeigt keinen nennenswerten Verwitterungshorizont und beweist damit ihre junge, erst in der Alluvialzeit vor sich gegangene Entstehung.

Etwa 3,5 km N. von Hohenthann finden sich NW. von Eichhofen mehrere Schottergruben, in deren einer die deutlich geschichteten, unverfestigten sandigen Moränenschotter der Phase I durch den Eisdruck des darüber hinweggegangenen WII-Vorstoßes zerstört und zum Teil gefaltet wurden, wie Fig. 24 auf Taf. 10 es zeigt.

Im SO.-Teil des Moosach-Zweigbeckens, der aber nicht mehr von der Moosach durchflossen wird, findet sich bei Söhl NW. von Biberg eine Schottergrube, in der unverfestigter Moränenschotter der WI-Phase mit überlagernder Grundmoräne des WII-Vorstoßes aufgeschlossen ist.

Bei Haslach (etwa 2,3 km SO. von Glonn) auf dem östlichen Begrenzungsrücken des Glonner Zweigbeckens ist eine Grube in sehr sandigen, unregelmäßig geschichteten, an einer Stelle deutlich gestauchten Moränenschottern der WI-Phase, die — wie in einem unmittelbar benachbarten Wegeeinschnitt festgestellt werden konnte — von Grundmoräne der WII-Phase überlagert war. In letzterer waren noch Schollen der überwältigten Schottermoräne zu sehen.

Südöstlich von Gailling (etwa 3 km O. von Glonn) war in einer Schottergrube eine schöne Stauchungserscheinung in den sandigen Moränenschottern der WI-Phase aufgeschlossen (siehe Fig. 9 auf Taf. 6), die durch die eingeschalteten Sandschichten sehr deutlich hervortrat.

Außer den bisher geschilderten Aufschlüssen in den Moränen der WI-Phase finden sich auch solche in den Resten der an ihnen wurzelnden Sander. Ein besonders schöner Aufschluß findet sich am nördlichen Hang des Urtelbach-Tales zwischen Taglaching und Bahnhof Grafing. Hier ist eine Schottergrube angelegt, in der WI-Schotter in etwa 8—9 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Es sind gut geschichtete, unverfestigte, fein- und mittelkörnige sandige Schotter mit verschiedenen Sandschichten und zahlreichen kristallinen Geröllen. Größere Gerölle sind in einzelnen Horizonten angereichert (siehe das Profil Fig. 25 auf Taf. 10). Im Liegenden dieser Schotter von würmeiszeitlichem Charakter findet sich Grundmoräne, welche stellenweise zu Nagelfluh verfestigt ist. Auf der Grenze zwischen Moräne und Schotter entspringt eine Quelle, was darauf hindeutet, daß die Moräne im Liegenden größere Verbreitung besitzt und als Wasserstauer wirkt. Die liegende Moräne ist ohne Zweifel älterer Entstehung (wahrscheinlich Grundmoräne der Riß-Eiszeit). An die talwärts schräg abgeschnittenen Schotterlagen ist nun ebenfalls Grundmoräne mit undeutlicher schräger Schichtung angelagert. In ihr liegen zahlreiche geschrammte Geschiebe, daneben finden sich aber

auch Fetzen von schotterigen Einlagerungen, die aus den aufgearbeiteten Schottern der WI-Phase herstammen. Besonders wichtig ist die Tatsache, daß die liegende Moräne von der seitlich angelagerten Grundmoräne der W II-Phase deutlich schräg abgeschnitten ist, daß hier also zwei verschiedenalterige Grundmoränen vorliegen, eine liegende ältere und z. T. verfestigte, die wahrscheinlich der Riß-Eiszeit zugehört, und eine würmeiszeitliche des Eishochstandes (W II-Phase). Der Aufschluß bei Taglaching liegt im Raume zwischen den Moränen der WI-Phase und dem Ebersberger Moränenzug der W II-Phase.

Ein anderer gleichartiger und ebenso schöner Aufschluß findet sich im Raume zwischen dem Ebersberger (W II c) und dem Kirchseeoner (W II b) Moränenzug, und zwar im Kirchseeoner Becken zwischen Dorf Kirchseeon und Osterseeon. In einer hier angelegten Schottergrube (siehe Fig. 11 und 12 auf Taf. 7) liegen über einer Grundmoräne von etwa 1 m aufgeschlossener Mächtigkeit etwa 4,0—4,5 m mächtige, sehr gut wagrecht geschichtete, sandige, fein- bis mittelkörnige Schotter mit einzelnen größeren Geröllen. Über ihnen liegt eine Grundmoränendecke, die bis zu 1,5 m mächtig aufgeschlossen ist. Bemerkenswert ist, daß die obersten Lagen des Schotters unmittelbar unter der Grenzfläche der Hangend-Moräne etwa 10 cm stark zu leichter Nagelfluh verfestigt sind. Die Liegend-Moräne ist auch hier als ältere (rißeiszeitliche?) Grundmoräne anzusehen, während die Schotter über ihr zu einem überfahrenen Sander der WI-Phase gehören; die Hangend-Moräne schließlich ist die Grundmoräne der Phase II b (Kirchseeoner Moränenzug), der unweit NW. von diesem Aufschluß anzusteigen beginnt. Es ist ausgeschlossen, daß die Schotter in dem beschriebenen Aufschluß etwa dem SO. von Osterseeon sich erstreckenden Moränenzug des Ebersberger Stillstandes (W II c) angehören, und daß die Hangend-Moräne etwa durch einen nochmaligen Vorstoß des Eises vom Ebersberger Stillstand her darüber gebreitet worden sei. Gegen eine solche Deutung spricht vor allem die feinere Körnung des Schotters und der Mangel jeglicher größerer Einlagerungen in ihm, eine Erscheinung, die in moränennahen Schottern (Übergangskegeln) nicht üblich zu sein pflegt. Außerdem haben sich in keinem Teil des bisher durchforschten Glazialgebietes Süddeutschlands Anzeichen dafür ergeben, daß das Eis des Ebersberger Stillstandes (W II c) noch einmal über seinen eigenen Sander hinweg bis zur Kirchseeoner Moräne (W II b) vorgestoßen sei. Im Gegenteil, alle Sander, die an der W II c-Moräne wurzeln, sind frisch und unberührt, sie zeigen nirgends eine Überdeckung mit Grundmoräne. Es ist deshalb nicht anzunehmen, daß einzig an dieser Stelle der süddeutschen Moränenlandschaft der Gletscher eine Ausnahme gemacht habe. Im übrigen ist es im Abschnitt von Kirchseeon überhaupt zu keiner Ausbildung eines Sanders der W II c-Phase gekommen. Die Moräne des Ebersberger (W II c)-Stillstandes hat sich hier in einer ziemlichen Breite angehäuft; die dabei

entstandenen Schmelzwässer scheinen unterirdisch als Grundwasser abgeflossen zu sein und das Kirchseeoner Becken gespeist zu haben, dessen oberirdischer Abfluß dann in der Lücke beim Bahnhof Kirchseeon zusammen mit den Gewässern eines von Südwesten kommenden randlichen Schotterstranges auf die Außenseite seinen Austritt fand. So ist es zu erklären, daß das Kirchseeoner Becken erhalten blieb und nicht eingeschottert wurde, sondern nur von Grundmoräne des zurückgewichenen Gletschers bedeckt blieb.

Bei Anlage einer Schottergrube zur Gewinnung von Schüttungsmaterial für den Bau der Reichsautobahn München—Landesgrenze (Bad Reichenhall) wurde NW. von Bernau im Chiemsee-Becken ein sehr schöner Aufschluß in den Moränenschottern der WI-Phase geschaffen. Die etwa 6 m mächtigen geschichteten, sandigen Moränenschotter sind diskordant von Grundmoräne des WII-Vorstoßes überdeckt, die in über 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist (siehe Fig. 10 auf Taf. 6). Die Schottermoräne gehört dem WI-Moränenzug an, der das eigentliche Chiemsee-Becken umschließt und gegen Rottau ziehend dem Gebirgsrand sich anschmiegt. K. TROLL (1924 a) hielt diesen Moränenzug für sein jungglaziales Ölkofener Stadium, tatsächlich gehören diese Moränen aber der WI-Phase an, wie auch der Aufschluß bei Bernau lehrt.

Die Überdeckung der WI-Moränen durch Grundmoräne der WII-Phase wurde im Inn-Chiemseegletscher-Gebiet durch die Bauvornahmen der Reichsautobahn auf weite Strecken aufgeschlossen. So besteht der oberste Grundaushub der Fahrbahn auf der SW.-Flanke des Irschenberger Höhenzuges ausschließlich aus Grundmoräne, während hier auf der Außenseite der WI-Moräne doch keinesfalls Grundmoräne, sondern Schotter des Übergangskegels bzw. des Sanders zu erwarten wären, falls es sich wirklich um einen jungwürmeiszeitlichen Moränenzug handeln würde. Die gleiche für die Bauausführung sehr unangenehme Erscheinung tritt auch auf dem ganzen Moränengebiet zwischen Frasdorf und dem Chiemsee-Becken auf, das nach K. TROLL ebenfalls aus Moränenzügen des jungwürmeiszeitlichen Ölkofener Stadiums bestehen soll. Nirgends in diesem Gebiet wurden bisher beim Grundaushub der Fahrbahn irgend welche nennenswerten Moränenschotter oder Sanderflächen angeschnitten; überall bildete nur Grundmoräne den Baugrund. Schließlich wiederholt sich das gleiche Bild im östlichen Randgebiet des Chiemsee-Beckens auf den Moränenzügen N. der Eisenbahnlinie bei Bergen, die ebenfalls dem Ölkofener Stadium K. TROLL's angehören sollen; hier bildet ebenfalls nur Grundmoräne den Untergrund der Fahrbahn. Diese völlige Übereinstimmung in den stratigraphischen Verhältnissen der WI-Moränen in drei räumlich getrennten und so weit ausgedehnten Gebieten liefert den unwiderleglichen Beweis, daß die Grundmoränenbedeckung der WI-Moränen keine zufällige Erscheinung, sondern eine diesen und nur diesen eigentümliche Eigenschaft ist, die nur dann verständlich

ist, wenn die WI-Moränen Ablagerungen eines Vorrückungsstillstandes und nicht eines Rückzugshaltes sind.

Zum Schlusse der Besprechung des Inn-Chiemseegletscher-Gebietes soll auf Grund der bisher geschilderten Ergebnisse auch eine neue Deutung des von A. PENCK (1909, S. 130 u. f.) veröffentlichten klassischen Profils am Inn-Steilhang bei Wasserburg gegeben werden. An diesem Profil sind nur die obersten von A. PENCK als Niederterrassenschotter bezeichneten Ablagerungen echt würmeiszeitliche Schotter, die an dem unweit südlich davon anstehenden Moränenzug der WI-Phase wurzeln. Beide sind, wie weiter oben schon ausgeführt, vom Gletscher des Hochstandes der WII-Phase überfahren worden. Von diesem Vorgang rührt auch die von A. PENCK auf S. 132 erwähnte Moränenhaube auf dem „Niederterrassenschotter“ bzw. WI-Schotter her. Die unter letzteren aufgeschlossenen mächtigen Grundmoränenmassen und der unter diesen liegende Schotter, die beide von A. PENCK der Würm-Eiszeit zugerechnet wurden, sind ältere eiszeitliche Ablagerungen und gehören der Riß-Eiszeit an. Wollte man diese gewaltigen Ablagerungen als würmeiszeitlich erklären, dann wäre wohl die Frage berechtigt, wo vor allem die sicherlich nicht weniger mächtigen Grundmoränenablagerungen der Riß-Eiszeit hingekommen seien, insbesondere nachdem das Gebiet von Wasserburg schon weit außerhalb des Glazialerosionsgebietes des Stammbeckens gelegen ist. Letzterer Umstand spricht nicht gerade für eine erosive Entfernung solch mächtiger Ablagerungen der Riß-Eiszeit. Andererseits besteht auch kein Grund, zunächst eine starke Erosion und darauffolgend an der gleichen Stelle eine starke Anreicherung des gleichen Moränenmaterials anzunehmen. Außerdem besteht überhaupt keine Ursache, während der Würm-Eiszeit in der Gegend von Wasserburg eine besondere Anreicherung von Grundmoräne anzunehmen; denn diese Gegend liegt auch noch außerhalb der Akkumulationszone der Grundmoräne (Drumlin-Gebiet) des würmeiszeitlichen Inn-Gletschers. Dagegen ist es sehr wohl möglich und sogar wahrscheinlich, daß die mächtige Grundmoräne des Wasserburger Profils ungefähr in der Akkumulationszone des rißeiszeitlichen Gletschers abgelagert wurde, dessen Randmoränenzüge viel weiter im Norden gelegen sind und dessen Grundmoränen-Akkumulationsgebiet demgemäß ebenfalls nördlicher gelegen haben muß, als dasjenige des würmeiszeitlichen Gletschers. Schließlich ist noch zu betonen, daß das Wasserburger Profil in einer Zone liegt, in der weder starke würmeiszeitliche Abtragung älterer Ablagerungen, noch starke Anreicherung würmeiszeitlicher Bildungen stattgefunden haben kann. Es ist die Übergangszone aus dem Grundmoränenbereich zum Randmoränengebiet. Für ein rißeiszeitliches Alter der mächtigen Grundmoräneneinlagerung im Wasserburger Profil spricht auch die von A. PENCK bereits geschilderte und wiederholt erwähnte Verknüpfung von Moräne mit Bändertonlagen, da dieses Gebiet in der Zeit nach dem Abschmelzen des rißeiszeitlichen

Gletschers in dem sehr ausgedehnten Zungenbeckensee (Rosenheimer See in viel größerem Ausmaß!) gelegen war.

Der Ansicht von A. PENCK, daß die geschilderte Verknüpfung von Moränen und Schotter im Wasserburger Profil auf ein wiederholtes Oszillieren des Eises hindeutet, ist vollkommen beizustimmen. Aber diese Vorgänge sind nicht auf die Würm-Eiszeit allein beschränkt geblieben, sondern verteilen sich auf die letzten beiden Eiszeiten, Riß- und Würm-Eiszeit zusammengenommen, und deren sichtbare Auswirkungen liegen im Wasserburger Profil vor.

### 5. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Salzach-Gletschers.

Das Gebiet des Salzach-Gletschers wurde erstmals von EDUARD BRÜCKNER (1886) eingehender geschildert. Der östliche (österreichische) Teil wurde seitdem nicht mehr zusammenfassend behandelt, weshalb vorliegende Ausführungen auf E. BRÜCKNER's Darstellung fußen müssen, da Verfasser infolge der bekannten politischen Schwierigkeiten das Gebiet nicht besuchen konnte. Für den westlichen Teil konnte Verfasser, wie in der Einleitung schon erwähnt, die von E. EBERS gemachten Beobachtungen verwerten.

Auch im Salzachgletscher-Gebiet strahlen vom Stammbecken verschiedene Zweigbecken aus, welche von Moränenzügen umschlossen sind. Wir gehen nicht fehl, wenn wir diese Moränen der WI-Phase zuweisen und zwar nicht nur, indem wir einen Analogieschluß von den bisher geschilderten westlichen Gletschergebieten her ziehen, sondern auch indem wir die verschiedenen Beobachtungen E. BRÜCKNER's beiziehen und deuten; besonders wichtig aber sind die Beobachtungen E. EBERS', die weiter unten angeführt werden sollen. So schreibt E. BRÜCKNER (1886, S. 32), daß die Lagerungsverhältnisse des Niederterrassenschotters im Moränengebiet ganz anders seien, als außerhalb desselben; denn außerhalb läge er in Terrassen und in Talgründen, während „er innerhalb der Moränenzone in den großen mit Grundmoräne ausgekleideten Becken und beckenförmigen Tälern fehlt; er bildet vielmehr deren Ufer und setzt die Höhenrücken zwischen dem Oichtener Tale und dem Ibner Moos, sowie zwischen dem letzteren und dem Tittmoninger Becken zusammen“. Diese Erscheinung läßt sich im gleichen Sinne deuten, wie in den westlich benachbarten Gletschergebieten, daß nämlich auch hier an den Zweigbecken keine jungwürmeiszeitlichen Sander sich finden, daß aber unter der Grundmoräne, welche die Becken und die sie umsäumenden Höhen überkleidet, ältere Schotter sich finden, worin wahrscheinlich nicht nur Reste von interglazialen Ablagerungen, sondern auch solche der WI-Moränen und der dazu gehörenden Sander inbegriffen sind. Der Schotter des Laufener Salzach-Profiles scheint dem „Unteren Würmschotter“ zu entsprechen, der beim Vorrücken des würmeiszeitlichen Gletschers oder in der Riß-Würm-Interglazialzeit ausgebreitet wurde,

wie das weiter oben schon bei der Besprechung des Ammersee-Gebietes geschildert wurde. Sehr bemerkenswert ist, daß — wie E. BRÜCKNER (S. 82) schreibt — „der Schotter zwischen Laufen und dem Ibmer Moos in Rundhöckern, in echten „roches moutonnées“ auftritt“. Es ist dies hier die gleiche Erscheinung, auf die Verfasser bereits in den westlichen Gletschergebieten hingewiesen hat, nämlich die Umpflügung von Schotterfeldern durch das Eis, nur daß es sich dort um die Sander der WI-Phase handelt, während es hier anscheinend die noch innerhalb der WI-Moränen gelegenen Unteren Würmschotter sind, die die gleiche Umpflügung (aber nicht gänzliche Abtragung!) durch den späteren Gletschervorstoß erlitten haben.

Der morphologische Unterschied zwischen WI- und WII-Moränen wurde allerdings von E. BRÜCKNER nicht beachtet. Er erwähnt lediglich, daß sich um das Nordende des Zweigbeckens des Ibmer Mooses „Moränenwälle schlingen, die zum Teil in einzelne Hügel aufgelöst sind“. Vermutlich handelt es sich dabei um die überfahrene „drumlinisierte“ WI-Moräne.

Im westlichen Flügel des Salzach-Gletschergebietes stellt nach den Beobachtungen E. EBERS' „die WI-Phase einen mehr oder weniger zusammenhängenden Bogen aus breitgedrückten, plumpen Wallstücken dar, welche aus der Gegend von Waging am Nordende des Waginger-Tachinger Sees vorbei bis in die Gegend von Tittmoning hinziehen. Der breitgedrückte Wall, dessen Oberflächenformen ausgeglichen sind, sticht sehr deutlich von den unruhig-kuppigen Außen-Endmoränen-Wällen des würmeiszeitlichen Salzach-Gletschers (WII-Phase) ab.“ Ergänzend möchte Verfasser dazu bemerken, daß vermutlich der den Tachinger See östlich begrenzende Höhenrücken, der ebenfalls einer unruhig-kuppigen Oberfläche entbehrt (siehe Positionsblatt 1:25000 Nr. 746, Waging) und sich bis Wolkersdorf erstreckt, ebenfalls zu WI-Moränen zu rechnen sein dürfte. Bei letzterer Ortschaft scheint er sich mit dem WI-Zweig des Tittmoninger Beckens zu scharen, der — zunächst stark „drumlinisiert“ — sich zur Höhe 504,4 bei Hohenbergham aufschwingt. Doch möchte Verfasser den kommenden Untersuchungen E. EBERS' nicht vorgreifen.

Die WI-Moränen des Waginger Gebietes prägen sich nicht nur morphologisch aus, sondern es fehlen ihnen auch die jungwürmeiszeitlichen Sander, die an ihnen wurzeln sollten. Nirgends finden sich solche Schotterstränge, die durch die Randmoränenzone der WII-Phase hindurch auf die Außenseite des Gletschergebietes führen müßten.

Auch stratigraphische Beweise finden sich nach E. EBERS in diesem Gebiete vor. „An zwei Stellen, bei Enichham (O. von Kay) und bei Ober-Stefling (N. von Waging) sind liegende Schottermoränen diskordant von hangender Grundmoräne abgeschnitten. Bei Ober-Stefling findet sich an der Diskordanz ein etwa 10 cm breites Konglomerat-Bändchen durch den ganzen Aufschluß hindurch. Die Mächtigkeit der Grundmoräne beträgt in

beiden Fällen etwa 1—2 m, von den unterlagernden Schottermoränen sind etwa 3—4 m aufgeschlossen.“ Die Verhältnisse des Aufschlusses von Enichham (siehe Fig. 26 auf Taf. 10), den Verfasser unter Führung der Entdeckerin selbst besichtigen konnte, lassen keine andere Deutung zu, als die einer überfahrenen W I-Moräne. Nebenbei sei noch bemerkt, daß das erwähnte Konglomerat-Bändchen lebhaft an eine gleichartige Bildung erinnert, die Verfasser ebenfalls an einer W I-Ablagerung (Sanderrest) im Kirchseeoner Becken feststellen konnte und die weiter oben schon beschrieben wurde (siehe Fig. 12 auf Taf. 7). Ein weiterer Aufschluß bei Taching ist in Profil Fig. 27 auf Taf. 10 dargestellt. Hier ist ein während der W I-Phase abgelagerter Deltaschotter schräg abgeschnitten und von Grundmoräne der W II-Phase überlagert.

Damit soll die Besprechung der östlichen Vereisungsgebiete des süddeutschen Glazials ihr Ende finden. Im folgenden sollen noch die Verhältnisse der westlichen Vereisungsgebiete (Lech-, Iller- und Rhein-Gletscher) besprochen werden.

## 6. Die W I-Ablagerungen im Gebiete des Lech- und Iller-Gletschers.

Im Lech- und Illergletscher-Gebiet wurden die würmeiszeitlichen Ablagerungen erstmals von L. SIMON (1926) in einer Einzelarbeit beschrieben und auf einer Kartenbeilage im Maßstabe 1 : 100000 dargestellt. Auf letzterer ist besonders bemerkenswert, daß alle „Schmelzwasser-rinnen und Schotterfelder“ (Sander) an dem Doppelwall des äußeren Moränenkranzes (W II-Phase) wurzeln, dagegen kein einziger bis zu den inneren sogenannten Rückzugsmoränen zurückgreift. Was in dieser Karte noch als „jüngere glaziale Talfurchen“ bezeichnet ist, sind nur Abflußwege aus den spätglazialen Seen. Trotzdem hält L. SIMON noch alle innerhalb des äußeren Doppelwalles (W II-Phase) abgelagerten Moränenzüge für Rückzugsbildungen. Er unterscheidet dabei mehrere Stadien, wobei aber — wie aus seinen Ausführungen hervorgeht — anscheinend die Moränen der W I-Phase nicht als eigenes Stadium anerkannt sind. Letztere müßten nach der Übersichtskarte B. EBERL's (1930) zwischen dem äußeren Doppelwall und dem von L. SIMON als Tannenberger Stadium bezeichneten Moränenzug gelegen sein. Es ist dies insoferne bezeichnend, als L. SIMON sie wahrscheinlich infolge ihres verschleiften Zustandes ebenfalls nicht als Rückzugsmoränen betrachtete. Vermutlich sind es diejenigen Moränen, die L. SIMON in der Anmerkung auf S. 11 seiner Abhandlung als „Drumlinendmoränen“ bezeichnet und von denen er sagt, daß sie nicht in den Grundmoränengebieten der Zweigbecken, sondern im Endmoränengebiet vorkommen. Welche von den Moränenzügen zu dieser Art gehören sollen, geht nun leider weder aus der Karte noch aus dem Text eindeutig hervor.

In eingehender Weise behandelt B. EBERL (1930) das Lech- und Illergletscher-Gebiet. Es soll hier besonders betont werden, daß B. EBERL

auf Grund seiner langjährigen und eingehenden Untersuchungen, gänzlich unabhängig vom Verfasser und ohne daß vorher irgendeine Verständigung beider über diese Fragen erfolgt wäre, zu der Auffassung gekommen war, daß die Ablagerungen der WI-Phase keine Rückzugsbildungen seien, sondern einer Vorrückungsphase angehören müßten und vom späteren Vorstoß der WII-Phase verschleift worden seien. Die Tatsache, daß zwei von einander unabhängige Bearbeiter in verschiedenen Vereisungsgebieten auf Grund morphologischer und stratigraphischer Beobachtungen zum gleichen Ergebnis kamen, ist ein schlagender Beweis dafür, daß die diesbezüglichen Ablagerungen im süddeutschen Vereisungsgebiet nicht anders gedeutet werden können, als wie sie von B. EBERL und vom Verfasser gedeutet wurden.

B. EBERL schildert (1930, S. 226 u. f.), ausgehend von dem Kaufbeurer Gletscherzungen-Gebiet, wie von der verschleiften WI-Moräne (S. von Hirschzell) zunächst ein Übergangskegel und sodann eine Schotterebene (Sander) ausstrahlen, die aber nicht — wie die jüngeren Sander des äußeren Moränenzuges — eine ebene Fläche bilden, sondern durch den späteren Vorstoß in ein „Drumlinfeld“ umgewandelt wurde (siehe die Positionsblätter 1:25 000 Nr. 753, Kaufbeuren und Nr. 754, Blonhofen). Wir haben hier die gleiche Erscheinung, wie sie in den früher geschilderten östlichen Vereisungsgebieten überall im Anschlusse an die WI-Moränen vorkommen. Verfasser kann B. EBERL allerdings darin nicht beistimmen, daß diese Gebilde echte Drumlins sein sollen. Verfasser ist überzeugt, daß diese Hügelformen im Raume zwischen WI- und WII-Moränen wohl drumlinähnliche Gebilde sind, daß sie aber teils erosiv, teils akkumulativ gestaltet wurden, während die echten Drumlins in der eigentlichen Drumlinlandschaft der Stammbecken wahrscheinlich vorwiegend reine akkumulative Gebilde sind. Diese abweichende Ansicht ist jedoch für die Beurteilung der Frage der WI-Ablagerungen ohne Belang und sei nur nebenbei erwähnt. Auf dem umgepflügten Sander der WI-Phase sitzt nun N. von Kaufbeuren der Doppelwall der WII-Phase deutlich auf. Letzterer hat — wie alle entsprechenden Moränenzüge der benachbarten Vereisungsgebiete — ein sehr unruhiges Relief und an ihm wurzeln überall die ungestörten ebenen Sander. Verfasser möchte dem nichts weiter mehr beifügen als B. EBERL's eigene Worte (1930, S. 231): „Das auf dem Kaufbeurer Felde mit wünschenswerter Klarheit zu beobachtende Verhältnis zwischen den WI- und WII-Ablagerungen zeigt die am weitesten vorgeschobene Würmstufe als die jüngere, als die WII-Stufe, die bei ihrem Vorstoße die Ablagerungen der ersten überfahren hat. Dieses Verhältnis der beiden Stufen tritt über die ganze Breite der Lech-Iller-Platte hin in Erscheinung. In der morphologischen Übersicht der Jungmoränenkränze konnte bei jeder Teilzunge regelmäßig hinter dem frischen äußeren Moränenkranz ein überfahrener älterer (WI) beobachtet und beschrieben werden.“ Bezüglich des Verlaufes der

WI-Ablagerungen und der stratigraphischen Beziehungen der verschiedenen Würmzeit-Ablagerungen im einzelnen muß auf die Ausführungen B. EBERL's verwiesen werden.

### 7. Die WI-Ablagerungen im Gebiete des Rhein-Gletschers.

Das Gebiet des Rhein-Gletschers hat leider noch keine einheitliche neuere Bearbeitung gefunden. Die folgenden Ausführungen stützen sich daher, was den Verlauf der WI-Moränen betrifft, auf die Beschreibungen von WILHELM SCHMIDLE (1908), MARTIN SCHMIDT (1911), EDUARD WAGNER (1911) und ALBERT HEIM (1919). Über die stratigraphischen Verhältnisse konnte Verfasser auch eigene Beobachtungen verwerten.

Der WI-Moränenzug beginnt im Osten im Weiler Becken, umschließt mit einem wahrscheinlich gedoppelten Bogen das Gebiet um Wangen, springt bei Waldburg in einem ziemlich spitzen Winkel zurück, umfaßt dann über den Altdorfer Wald hinweg das Ravensburger Zweigbecken der Schussen, stülpt sich weiterhin im Ostrach-, Aach- und Frickinger Zweigbecken nach auswärts und umsäumt schließlich die einzelnen Zweigbecken des westlichen Bodensee-Gebietes einschließlich des Beckens des Thur-Flusses.

Auch im Rheingletscher-Gebiet treten die Moränenzüge der WI-Phase ungemein deutlich hervor und wurden früher von allen Forschern, die sich mit ihnen befaßten, für eine Rückzugsmoräne gehalten. W. SCHMIDLE (1908, S. 44) bezeichnet sie als Moränenkranz der II. Phase und nennt diesen Zug „äußerst kräftig ausgebildet, der ohne Zweifel den längsten Haltepunkt in der Rückzugsperiode andeutet“. Auch E. WAGNER (1911, S. 306) hält die WI-Phase für einen Vorstoß von sehr langer Dauer. Er gibt (S. 328) die Mächtigkeit der WI-Moräne im Schussen-Tobel mit 60—80 m (!) an und mit der gleichen Mächtigkeit ist sie im Einschnitt der Wolfegger Aach aufgeschlossen. Aus dieser erheblichen Mächtigkeit ist zu ersehen, daß die WI-Phase auch im Rheingletscher-Gebiet sich als ein Ereignis von sehr langer Dauer darstellt, was natürlich neben diesen gewaltigen Moränen auch das Vorhandensein dementsprechender Übergangskegel und Sander erfordern würde, wenn es sich wirklich um jungwürmeiszeitliche Bildungen handeln würde. Diese fehlen aber, wie wir später sehen werden, vollständig.

Im Gegensatz zu den oben genannten früheren Autoren hält Verfasser diese Moränenzüge nicht für Rückzugsmoränen, sondern — wie in den bisher behandelten süddeutschen Vereisungsgebieten — für die Moränen einer Würmvorrückungs-Phase, was mit folgenden Ausführungen näher begründet werden soll.

Vor allem sei zunächst wiederum auf die morphologischen Eigentümlichkeiten der WI-Moränen im Rheingletscher-Gebiet hingewiesen. Zu diesem Zwecke wollen wir einen Blick auf das württembergische Gradabteilungsblatt 1:25 000 Nr. 176 (Waldburg) werfen, das den ein-

springenden spitzen Winkel der WI-Moräne bei Waldburg (SO. von Ravensburg) umfaßt. Hier tritt in überaus klarer Weise hervor, daß diese Moränenzüge durch den Vorstoß des WII-Gletschers verschleift (gekämmt) wurden. Dies drückt sich zunächst darin aus, daß alle Hügel und Aufragungen ausgeglichene Formen besitzen, „drumlinisiert“ sind, wie an den gleichmäßig geschwungenen Höhengichtlinien zu ersehen ist. In dem von Waldburg nach Nordnordosten ziehenden Moränenzug haben diese lang gestreckten Hügelzüge alle die allgemeine Richtung der Stromlinien des Ravensburger Zweiges des Rhein-Gletschers, die auch die Richtung des Moränenzuges ist. In diesem Abschnitt könnte man deshalb diese drumlinisierten Moränenstücke für echte frische Wallmoränenstücke halten. Dagegen finden sich in dem von Kofeld (S. von Waldburg) in Ostnordost- und später Ost-Richtung umschwenkenden Ast der WI-Moräne verhältnismäßig wenig Hügel, die die Richtung des Moränenzuges aufweisen, sondern verschiedene stehen im Winkel oder quer zu dieser Richtung, was darauf zurückzuführen ist, daß dieser Ast der WI-Moräne quer zur Fließrichtung des Eises gestanden war. Hier kämmt das vorstoßende Eis den WI-Wall aus und schuf die verschiedenen Einsattelungen (Querfurchen) zwischen den quer gestellten Hügeln. Solche quer gestellte Kammstücke sind z. B. die Höhe 715,3 zwischen Teuringer und Blaser (etwa 1,5 km S. von Edensbach) und unweit O. davon der Hoch-Berg. Diese eigenartige Erscheinung spricht doch deutlich für ein späteres Überfahren des Gletschers über die vorher gebildeten Moränen. Dazu gesellt sich nun die weitere auffallende Tatsache, daß an der Außenseite des WI-Moränenzuges nirgends Übergangskegel bzw. Sander anschließen, wie sie sich an den echten würmeiszeitlichen äußeren Wallmoränen des gesamten süddeutschen Vereisungsgebietes überall finden und wie sie auch an den äußeren Moränen des Rheingletscher-Gebietes vorhanden sind (siehe die Geologische Übersichtskarte von Württemberg 1:200 000, Blatt Nr. 3 und 4). So sei nur an den etwa 25 km langen Sander erinnert, der am Ostrande der äußeren (WII)-Moräne von Holzleute bis Diepoldshofen zu verfolgen ist und im Aitrach-Tal durch den Reißmoränen-Gürtel durchbricht, oder an denjenigen, der von Mittel-Urbach bis Steinhausen an der Außenseite der Würmmoräne in einer Ausdehnung von rund 20 km entlang streicht und durch das Reiß-Tal ebenfalls den Reißmoränen-Gürtel durchquert. Dagegen findet man entlang der ganzen Erstreckung der WI-Moränen nirgends einen deutlichen und gut erhaltenen Übergangskegel oder Sander, der an diesen wurzelte und durch die äußeren Würmmoränen durchbräche. Auf der Übersichtskarte des Stein-Singener (WI)-Moränengürtels von W. SCHMIDLE (1914, Taf. 4) sind am Außenrande der WI-Moräne keine ausgedehnten und durchgehenden Sander eingezeichnet. Nur am Westrande des Ravensburger (Schussen-)Zweigbeckens ist ein Übergangskegel bzw. Sander angedeutet. Doch auch letzterer muß auf irrtümlicher Eintragung

beruhen, da an dieser Stelle sich ausgedehnte Torfmöser mit Wasserbecken erstrecken, wie aus der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg 1 : 200 000 Blatt Nr. 4 zu ersehen ist. E. WAGNER (1911) zeichnete auf der seiner Abhandlung beigegebenen Kartenskizze am Ostrande der Ravensburger (Schussen-)Gletscherzunge eine „Eiswasserflußrinne“, aber keine Sander ein! Damit findet die Anschauung, daß es sich beim Rückzug des würmeiszeitlichen Gletschers in der Hauptsache um ein Zerfallen der Eiszunge ohne fortdauernden ergiebigen Eisnachschub aus dem Nährgebiet handelte, auch von dieser Seite eine willkommene Bestätigung; denn an einem Moränenwall von diesem erheblichen Ausmaße pflegen im allgemeinen ausgedehnte Sander, aber nicht nur „Eiswasserrinnen“ zu wurzeln. Was an tatsächlichen Schotterablagerungen hier vorkommt, sind nur Deltabildungen oder Randterrassen, die genau denjenigen in den östlichen Vereisungsgebieten entsprechen. Sie wurden beim Zerfall des Gletschers in die allmählich frei werdenden Wannan eingeschüttet oder an den Rändern von Toteisresten angelagert. Solche Wannenausfüllungen haben nur örtliche Bedeutung und besonders führen sie nirgends in Form von durchgehenden Sandern auf die Außenseite der W II-Moränenzüge hinaus, wie z. B. auch M. SCHMIDT (1911, S. 33) von den N. von Simmerberg (i. Allgäu) beginnenden Schottern betont. Wir haben im Rheingletscher-Gebiet das gleiche Bild, wie in den östlichen Vereisungsgebieten, daß der Nachschub von Gletscherschutt während des Abschmelzens des würmeiszeitlichen Gletschers fast vollkommen gefehlt haben muß und daß offenbar nur der im zerfallenden Gletschereis bereits vorhandene Moränenschutt das Material für diese wenig umfangreichen Beckenfüllungen und Randterrassen lieferte. Im übrigen blieb der ganze Raum zwischen W I- und W II-Moräne vollkommen unberührt und bildet — wie im Osten — die Zone der kuppigen Grundmoränenlandschaft mit unzähligen Torfmösern und Wasseransammlungen. Alle diese Vertiefungen wären von den fluvioglazialen Schottern der W I-Phase allmählich zugefüllt und eingeebnet worden, wenn die stattliche W I-Moräne die Randlage eines jungwürmeiszeitlichen Rückzugsstadiums gewesen wäre. Ein Blick auf die Geologische Übersichtskarte von Württemberg 1 : 200 000 Blatt Nr. 3 und 4 läßt diese auffallende Erscheinung sofort in die Augen springen. Trotzdem ist die kuppige Moränenlandschaft eine Sanderlandschaft, aber sie besteht aus den umgepflügten Sandern der W I-Phase, die vom Vorstoß der W II-Phase bearbeitet wurden.

Die W I-Moränenzüge „bilden nicht selten die Wasserscheide zwischen den zum Bodensee hin und vom Bodensee wegfließenden Gewässern“, wie W. SCHMIDLE (1908, S. 44) schreibt. Die Wasserscheide ist aber nicht erst jungwürmeiszeitlich entstanden und kein Beweis für die Natur der W I-Moränen als Rückzugsmoränen, sondern sie ist schon älter und als das Ergebnis eines Vorrückungsstillstandes anzusehen. Sie konnte auch durch den späteren Vorstoß des Eises nicht ganz zerstört werden, sondern

blieb in wesentlichen Teilen erhalten, obwohl die Moränenzüge „drumlinisiert“ und die Sanderebene umgepflügt wurde. Daß letztere heute keine Schotterebene mehr ist, sondern durchgehends in ein unruhiges Hügelwerk (kuppige Grundmoränenlandschaft) aufgelöst ist, lehrt jede Höhenschichtenkarte dieser Zone. Als Beispiel sei nur das schon erwähnte württembergische Gradabteilungsblatt Nr. 176 (Waldburg) genannt, auf dem die außerhalb (NO.) der W I-Moränen gelegenen Gebiete aus einem Gewirr von Hügeln und dazwischen gelegenen Torfmösern besteht. Die Hügel entsprechen genau den vom Verfasser (1929 und 1931) im Ammersee- und Würmseegletscher-Gebiet als „drumlinartige Hügelmoränen“ bezeichneten Gebilden. Von jungwürmeiszeitlichen Übergangskegeln oder Sanderflächen ist auf diesem und den benachbarten Blättern nichts zu bemerken.

Außer den vorgebrachten morphologischen Gründen lassen sich auch stratigraphische Beweise beifügen, die auf den wenigen Untersuchungen im Rheingletscher-Gebiet, die dem Verfasser bisher ermöglicht waren, gesammelt werden konnten. Vor allem seien hier die Ergebnisse von rund 100 Schürffgruben zu nennen, die anlässlich der Planung der Deutschen Alpenstraße im Raume zwischen Scheidegg, Weiler und Simmerberg angelegt und vom Verfasser ausgewertet werden konnten. In allen diesen 1,5—2,0 m tiefen Gruben und Aufschlüssen wurde ausschließlich Grundmoräne angetroffen, nirgends war ein Anzeichen von Schottermoräne vorhanden. Es ist daher unmöglich, daß die hier in diesem Raume vorhandenen und morphologisch als solche erkennbaren Moränenzüge als jungwürmeiszeitlich angesehen werden. Die Moränenzüge sind ohne allen Zweifel verschleift und mit Grundmoräne überdeckt; sie gehören in die Vorrückungszeit des würmeiszeitlichen Gletschers und sind als W I-Phase anzusehen. Eine andere Deutung dieser stratigraphischen Verhältnisse ist hier nicht möglich.

Außer diesen zahlreichen Aufschlüssen im Bereiche des Weiler Beckens im Allgäu konnte Verfasser auch bei Schwabenhof (W. von Harprechts und etwa 6 km WNW. von Isny) in einer Schottergrube im Verlaufe des W I-Moränenzuges die Überlagerung von schräg geschichteten, sandigen Moränenschottern mit gekritzten Geschieben durch Grundmoräne von 1—2 m Mächtigkeit feststellen. Die Moränenschotter gehören der W I-Phase, die Grundmoräne dem W II-Vorstoß an.

Anschließend soll noch auf das von E. WAGNER (1911, S. 299 und Abb. 4 auf S. 316) mitgeteilte Profil durch das Wolfegger Aach-Tal bei Weißenbronn kurz eingegangen werden. Verfasser möchte das genannte Profil wie folgt deuten: Die aus Geröll und Sand bestehende Moräne mit wirrer Schichtung und starkem Fallen nach Nordosten ist ohne Zweifel die W I-Moräne. Die etwas tiefer am Hange aufgeschlossene Grundmoräne gehört allerdings zur Grundmoräne des Hochstandes der W II-Phase, aber sie streicht nicht unter die Wallmoräne der W I-Phase hinein,

sondern ist an diese angelagert worden, und infolgedessen auch jünger als die WI-Moräne. Die Anlagerung von Grundmoräne an die Flanken der Außenseiten der WI-Moränen bzw. Übergangskegel oder Sanderwurzeln ist in den östlichen Gebieten etwas so verbreitetes, daß es sich erübrigt, einzelne solche Stellen aufzuzählen. Man kann diese Erscheinung überall sehen, wo verschleifte Moränen vorhanden sind.

Wie aus Vorstehendem ersichtlich ist, ergeben auch die stratigraphischen Verhältnisse im Rhein-Gebiet keine andere Deutung als diejenige, daß die WI-Moränen nur altwürmeiszeitlicher Entstehung sein können.

## **B. Die Würm-Phase I (Vorrückungs-Phase) im norddeutschen Vereisungsgebiet.**

Es mag vielleicht gewagt erscheinen, auf Grund der im süddeutschen Diluvium bisher gewonnenen Ergebnisse über die WI-Phase (Vorrückungsphase) auch im norddeutschen Vereisungsgebiet nach Ablagerungen ähnlicher Natur Ausschau zu halten. Sind doch die morphologischen und stratigraphischen Verhältnisse der beiden Glazialgebiete scheinbar von so grundlegender Verschiedenheit, daß von vorneherein Zweifel berechtigt sind, ob eine solche Parallelität der Erscheinungen in beiden genannten Gebieten als gegeben angenommen werden darf. Vor allem ist hervorzuheben der grundsätzliche Gegensatz in den Gefällsverhältnissen der vereisten Gebiete und ihres Vorlandes: Im süddeutschen Glazialgebiet ein ursprünglich durchgehendes Gefälle des ganzen Untergrundes, beginnend im Gebirge (Nährgebiet des Gletschers) und sich fortsetzend im voralpinen Gebiet, wo die eiszeitlichen alpinen Gletscher ihre Zungen erstreckten (Zehrgebiet) und sich daran anschließend die Sanderflächen bildeten; im norddeutschen Inlandeisgebiet dagegen durchgehende Umkehr des Gefälles im Zehr- und Aufschüttungsgebiet, so daß nicht nur das Eis fast überall nach aufwärts „fließen“ mußte, sondern auch die ganze Entwässerung während und nach dem Rückzug des Eises sich umkehren und eiswärts richten mußte. Dieser grundsätzliche Unterschied mußte sich sowohl in der Art, im Gefüge und in der Entwicklung der glazialen Komplexe, wie auch in der mehr oder weniger starken Umgestaltung bzw. Zerstörung derselben durch die postglaziale rückläufige Entwässerung äußern. Es ist deshalb nicht verwunderlich, wenn die Erforschung des norddeutschen Diluviums nur zögernd in die Bahnen einlenkte, welche im süddeutschen Diluvium dank der vollkommener erhaltenen Diluvialablagerungen längst beschritten waren. Dazu kommt noch die außerordentliche Ausdehnung des norddeutschen Glazialgebietes im allgemeinen, wie auch des einzelnen glazialen Komplexes im besonderen, die es dem einzelnen Forscher wohl gestatten, diese so ausgedehnten Ablagerungen stückweise zu erforschen, es aber nicht erlauben, sie in ihrem

vollen Umfange in seine Untersuchungen einzubeziehen. Im süddeutschen Glazialgebiet dagegen, wo in sich abgeschlossene kleinere Zungengebiete vorliegen, ist dem Einzelnen die vollständige Erforschung eines solchen glazialen Komplexes wenigstens ermöglicht, wenn auch eine Reihe von Jahren dazu benötigt wird.

Eine besondere Schwierigkeit für vergleichende Studien über norddeutsche und süddeutsche Eisrandlagen liegt darin, daß im norddeutschen Diluvium die Lage des Eisrandes eines längere Zeit stationär gebliebenen Gletschers gewöhnlich nicht durch typische Wallmoränen, wie im süddeutschen Gebiet, gekennzeichnet ist, sondern daß meist nur der Verlauf des eiswärtigen Randes an der Sandern die Möglichkeit gibt, die ehemalige Lage des Gletscherrandes zu erkennen. Die sogenannte Blockpackung, die man früher für ein wichtiges Erkennungszeichen der Aufschüttungsmoränen (Wallmoränen) und damit der Eisrandlagen ansah, hat sich nach K. SCHOTT's (1933) Angaben nicht als ein so ausschließlich brauchbares Mittel dazu erwiesen. Wenn nun schon an den unbestritten jüngsten und frischesten Eisrandlagen der Würm- bzw. Weichsel-Eiszeit die Aufschüttungsmoränen so dürftig entwickelt und meistens nur durch die Wurzeln der Sander vertreten sind, so erscheint es fast aussichtslos, unter den in Norddeutschland unterschiedenen Moränenzügen die überfahrene Vorrückungsphase (WI) aufzufinden. Man sollte annehmen, daß diese, wenn sie überhaupt entwickelt war, infolge ihrer Geringfügigkeit vom Eise aufgearbeitet und eingeebnet und schließlich mit Grundmoräne überdeckt wurde, daß sie scheinbar nicht mehr merklich hervortreten könnte.

Wenn Verfasser trotzdem den Versuch wagt, auch im norddeutschen Diluvium nach der Würmphase I (Vorrückungsphase) zu fahnden, so wurde er in diesem Vorhaben nicht zuletzt durch die neueren Abhandlungen von KARL BEURLEN (1933) und K. SCHOTT (1933) bestärkt, in denen wichtige darauf bezügliche Beobachtungen und Bemerkungen niedergelegt sind, die den Versuch nicht aussichtslos erscheinen lassen.

In Fig. 17 auf Taf. 9 sind die in Norddeutschland vorhandenen jüngeren Endmoränenzüge nach den Kartenskizzen P. WOLDSTEDT's (1929, S. 167) und K. BEURLEN's (1933, S. 37) mit einigen Abänderungen des Verfassers eingetragen. Es sind hier folgende Phasen unterschieden:

1. Warthe-(Fläming-) Phase (äußerste jungeszeitliche Moränen);
2. Brandenburger Phase;
3. Frankfurter Phase;
4. Pommersche Phase (innerste jungeszeitliche Moränenzüge).

Wenn man diese vier verschiedenen norddeutschen Phasen mit den Phasen des süddeutschen Gebietes vergleicht, so fällt sogleich ein gewisser Parallelismus zwischen beiden auf und man ist versucht, die Warthe-Phase als äußerste Randlage der jungglazialen Vereisung der

Phase II a des Verfassers (1928, S. 301) gleichzusetzen; ferner die Brandenburger Phase, die nächste Stillstandslage, als Phase II b und weiterhin die Frankfurter Phase als Phase II c anzusehen, wie es auch bereits in der Tabelle auf S. 13 geschehen ist. Schließlich bleibt als letzte innerste die Pommersche Phase, die nun notgedrungen als Phase I (Vorrückungsphase) gedeutet werden muß, welche letztere ja auch im süddeutschen Glazialgebiet die innerste Randlage bildet. Diese Übereinstimmung in der Zahl der Moränenzüge ist so auffällig, daß man der Gliederung der norddeutschen glazialen Serie geradezu einen Zwang antun müßte, wollte man die im süddeutschen Diluvium erwiesene Altersfolge umstürzen und die innerste Randlage als die jüngste ansehen. Es ist auch im norddeutschen Gebiet kein zwingender Grund anzuführen, demzufolge die äußerste Randlage immer die älteste sein muß. Es kann durchaus auch einmal die innerste Randlage die älteste sein und die vorangegangenen Abschnitte vorliegender Abhandlung dürften ersehen lassen haben, daß dies im süddeutschen Gebiet tatsächlich der Fall ist. Bevor wir uns mit den Gründen befassen, die für die gleiche Alterszuteilung auch im norddeutschen Diluvium sprechen, mögen zunächst die äußeren Randlagen kurz einer Besprechung unterzogen werden.

### **I. Die äußersten Moränenzüge der Warthe- oder Fläming-Phase (W II a).**

Die äußersten Moränenzüge der Warthe- oder Fläming-Phase wurden von P. WOLDSTEDT (1929, S. 168 u. f.) einer eigenen Vereisungsepoche zugeschrieben, die von der Weichsel-Eiszeit (Würm-Eiszeit) „durch ein echtes Interglazial abgetrennt ist“, während die Trennung von der nächstälteren, der Saale-Eiszeit, vielleicht durch ein Interstadial anzunehmen wäre. Die Zuteilung wird hauptsächlich damit begründet, daß die Formen dieser Moränen stärker ausgeglichen sind und daß die Hauptendmoräne „in ihrem Verlauf mehrfach eine Überdeckung mit lößartigen Bildungen, wie wir dies von den Jugendmoränen überhaupt nicht kennen“, zeigt. Trotzdem möchte Verfasser demgegenüber die Meinung vertreten, daß die Warthe-Phase wahrscheinlich der süddeutschen Würmphase II a entsprechen dürfte. Die von P. WOLDSTEDT angeführten Gründe sind nämlich nicht ganz zwingend, da die süddeutschen W I a-Ablagerungen zum Teil die gleichen Eigenschaften aufweisen; trotzdem ist deren Zugehörigkeit zur Würmeiszeit zweifelsfrei festgestellt. So ist z. B. dieser Moränenzug im Gebiete des Würm-Sees (J. KNAUER, 1931, S. 27) „nicht mehr so ausgeprägt, wie westlich im angrenzenden Ammersee-Gebiet und nur in einzelnen Resten erhalten“, welche „an die Jüngere Riß-Moräne angelehnt“ sind. „Daß es sich tatsächlich um die äußersten würmeiszeitlichen und nicht um rißeiszeitliche Moränen handelt, dafür spricht das Fehlen einer tiefgründigen Verwitterungsschicht bzw. einer stärkeren Lößbedeckung.“ Ein weiterer Grund für das würmeiszeitliche Alter dieser Moränen besteht darin, daß

sie stellenweise seitlich mit der nächsten wärmeiszeitlichen Stillstandslage verschmelzen, eine Erscheinung, die in verschiedenen Abschnitten des süddeutschen Vereisungsgebietes festzustellen ist. Ein wesentlicher Punkt, auf den besonders hingewiesen sei, ist die enge Anlehnung dieser Moränen an die Riß-Moränen. Diese Tatsache legt die Möglichkeit nahe, in den Moränen der äußersten Randlage (WIIa) nur verhältnismäßig geringmächtige Anlagerungen oder Überdeckungen der Riß-Moränen zu sehen. Etwas ähnliches mögen auch die Warthe-Moränen in Norddeutschland sein. Die von P. WOLDSTEDT erwähnten und in seiner Kartenskizze (1929, S. 167) angedeuteten Inseln stärkerer Lößbedeckung im Bereiche der Warthe-Moränen sind wahrscheinlich nichts anderes als Saalemoränen-Reste, die von den Warthe-Moränen nicht ganz überdeckt wurden und nun wie durch ein Fenster an die Oberfläche kommen. Was nun die von P. WOLDSTEDT ebenfalls erwähnte Bedeckung der Warthe-Moränen mit „echten, wenn auch geringmächtigen Lößen“ betrifft, so ist diese Erscheinung auch in den süddeutschen WIIa-Ablagerungen nicht unbekannt. So schrieb Verfasser (1931, S. 33): „Besonders bemerkenswert ist es, daß über der steinigen Verwitterungsrinde an verschiedenen Stellen ein steinfreier Lehm von geringer Mächtigkeit liegt, der als löß-ähnliche Staubanwehung anzusehen ist und während des Ablaufes der Würm-Eiszeit gebildet wurde.“ Auch P. WOLDSTEDT (1928, S. 217) neigte früher zu der Auffassung, „daß es sich bei den Warthe-Moränen um einen älteren Vorstoß der letzten, der Weichsel-Vereisung handle“. Aus Vorstehendem ist ersichtlich, daß die Zuteilung der Warthe-Moränen des norddeutschen Diluviums zur WIIa-Randlage nicht abwegiger ist, als eine etwaige Zuteilung zur Saale-Eiszeit, und daß sie mit guten Gründen verteidigt werden kann.

## II. Die Moränenzüge der Brandenburger und Frankfurter Phase (WIIb und c).

Über die Gleichstellung der Brandenburger Phase des norddeutschen Diluviums mit dem äußeren Moränenwall (WIIb) des süddeutschen Doppelwalles, und ebenso derjenigen der Frankfurter Phase mit dem inneren Wall (WIIc), dürften wohl im allgemeinen keine Zweifel bestehen. Bei diesen Moränenzügen handelt es sich unbestritten um die frischesten und besterhaltenen Randlagen der Weichsel- bzw. Würm-Vereisung. Sowohl in Norddeutschland wie auch im süddeutschen Gebiet finden sich hier vollständige glaziale Komplexe zu einer glazialen Serie zusammengeschlossen vor. „Sehr groß dürfte der Altersunterschied zwischen dem Brandenburger und dem Frankfurter Stadium nicht sein“, schreibt P. WOLDSTEDT (1929, S. 209) und vertritt damit eine Anschauung, die auch im nordalpinen Gebiet Geltung besitzt. Dies prägt sich in einer Parallelität und teilweise engen Zusammenschließung der beiden Phasen aus. So fällt, wie aus der Kartenskizze Fig. 17 auf Taf. 9 hervorgeht,

der Moränenzug der Frankfurter Phase streckenweise mit dem der Brandenburger Phase zusammen, eine Erscheinung, die auch im süddeutschen Gebiet zu beobachten ist. So verschmilzt z. B. in dem großartigen Moränenzirkus am Ende des Würmsee-Gletschers (i. e. S.) zwischen Söcking und Wangen der Doppelwall streckenweise zu einem einzigen Moränenzug (siehe Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte 1:100 000, Blatt München). Die Zusammendrängung von Wallmoränenzügen ist hier anscheinend durch steileres Ansteigen des Untergrundes bedingt, während das Auseinandertreten der verschiedenen Wälle zu weit geschwungenen Guirlanden offensichtlich immer nur auf flachem Untergrund von geringem Gefälle stattfindet. Als Beispiele für letztere Erscheinung seien die Umrahmung des Chiemsee-Beckens oder die Moränenlandschaft des Tölzer Lappens des Isarvorland-Gletschers (siehe die Karte in A. ROTHPLETZ, 1917) in Südbayern angeführt.

### III. Die Ablagerungen der Pommerschen Phase (WI).

Wir wollen uns nunmehr der Pommerschen Phase (Innere baltische Endmoräne, wie sie auch genannt wird) zuwenden, die, wie die Kartenskizze Fig. 17 zeigt, der nächste deutlich hervortretende Moränenzug ist und bisher als jüngste Rückzugsmoräne betrachtet wurde, obwohl diese Deutung verschiedene Schwierigkeiten bereitet. Eine Parallelisierung derselben mit dem Bühl-Stadium der nordalpinen Vereisung liegt außer aller Wahrscheinlichkeit, wie bereits P. WOLDSTEDT (1928, S. 211 Anm.) zum Ausdruck brachte. Da nun im süddeutschen Gebiet zwischen dem Bühl-Stadium und der WIIC-Phase keine größere jungwürmeiszeitliche Moränenrandlage vorhanden ist, als die Vorrückungsphase (WI), so ist letztere die einzige, mit der die Pommersche Phase in Beziehung gebracht werden kann, wenn überhaupt eine Parallelität im Ablauf der diluvialen Geschehnisse Europas besteht. Da im süddeutschen Gebiet die Moränen der WI-Phase als älteste (Vorrückungs-)Moränen erwiesen sind, muß demnach auch die Pommersche Phase als Vorrückungs- und nicht als Rückzugsphase angesehen werden. Doch wollen wir uns nicht mit dieser logischen Folgerung allein begnügen, sondern auch die stratigraphischen und morphologischen Verhältnisse der Pommerschen Phase zu Rate ziehen.

#### 1. Die morphologischen Erscheinungen der WI- (Pommerschen) Moränen.

Gehen wir von den morphologischen Erscheinungen der westlichen Teile des norddeutschen Vereisungsgebietes aus, die im Gegensatz zu Ostpreußen eine deutliche Gliederung der Endmoränenzüge aufweisen, so können wir nach K. BEURLEN (1933, S. 34) feststellen, daß hier durch die Pommersche Endmoräne der Seengürtel in zwei Zonen getrennt ist, deren eine, die Mecklenburgisch-Pommersche Zone, innerhalb des Pom-

merschen Moränenzuges liegt, während die südliche, die Brandenburgisch-Posensche Zone, zwischen dem Pommerschen und dem Brandenburgischen Moränenzug sich ausdehnt. Ferner spricht P. WOLDSTEDT (1929, S. 166) von „Zungenbeckencharakter“, welchen einzelne größere Seen hinter der Pommerschen Phase haben. Es ist wohl kaum ein Zufall, daß im süddeutschen Diluvialgebiet dieselbe Anordnung der Seengruppen in zwei Zonen besteht. Innerhalb der WI-Moränen finden sich die Seen in Zungenbecken, wie Boden-See, Ammer-See, Würm-See, Sims-See, Chiem-See, Waginger See, Trumer-See und Waller-See, sowie die heute erloschenen ehemaligen Seen im Iller-Becken und im Isar-Loisachbecken. Dagegen breitet sich im Raume zwischen WI-Moränen und dem äußeren Moränenkranz (WII) der äußere Seengürtel aus, der der Brandenburgisch-Posenschen Zone entspricht; er umfaßt zahllose Wasserbecken, von denen aber nur noch die größeren als Seen erhalten geblieben sind wie z. B. Wörth-See, Maisinger See und Obinger See, während die übrigen vertorft sind und zahllose ausgedehnte Torfmöser bilden. Diese Seengürtel sind in beiden Vereisungsgebieten durch die weite Verbreitung der Grundmoränenlandschaft bedingt. Letztere wurde durch den Rückgang bzw. Zerfall des Eises infolge flächenhaften Abschmelzens gebildet, wobei nur spärliche fluvioglaziale Ablagerungen (Randterrassen und Deltaschotter) entstanden, wie für das süddeutsche Glazialgebiet bereits weiter oben gezeigt wurde. Auch im norddeutschen Vereisungsgebiet treten die Sander in der Grundmoränenlandschaft zwischen dem Brandenburger-Frankfurter Moränenzug (WII) und dem Pommerschen Moränenzug (WI) stark zurück. K. SCHOTT (1933, S. 64) schreibt darüber: „Diese besonders mächtigen Moränen besitzen aber gar keine oder nur verschwindend geringe Sander, eine Tatsache, die allen bisherigen Forschern große Schwierigkeiten bereitete.“ Letzteres ist wohl begreiflich, wenn man den Pommerschen Moränenzug einer Rückzugsphase zuschreiben will. Die Sachlage ändert sich aber sofort, wenn man diese Moränen als überfahrene und verschleifte Vorrückungsmoränen betrachtet, deren Sander ebenfalls durch das vorrückende Eis umgestaltet oder zerstört wurden, wie das im süddeutschen Glazialgebiet nachgewiesen wurde. Da, wie alle Forscher betonen, die Pommerschen Moränen sehr stark entwickelt sind (wie im süddeutschen Gebiet die WI-Moränen!), so können sie nicht das Ergebnis eines nur geringfügigen Gletscherhaltes sein. Wenn man sie schon als Rückzugsmoränen erklären will, dann kann man fordern, daß an diesen beträchtlichen Moränen auch ebenso beträchtliche Sander wurzeln müssen. Wenn letzteres aber nicht der Fall ist, dann können die Pommerschen Moränen keine Rückzugsmoränen sein, sondern sie müssen durch einen Vorrückungsstillstand aufgeschüttet worden sein. Dabei ist es nebensächlich, ob sie nun echte Wallmoränen sind oder — wie es den Anschein hat — meistens aus aufgestauchten eisrandnahen Sandern (der Vorrückungs-

zeit!) bestehen und später vom Eis des weichseleiszeitlichen Hochstandes überschritten wurden.

## **2. Die stratigraphischen Grundlagen für die WI-Natur der Pommerschen Moränen.**

Für die Natur der Pommerschen Moränen als Vorrückungsmoränen können gewichtige stratigraphische Gründe aufgeführt werden. So schreibt K. SCHOTT (1933, S. 71 u. f.): „Auf allen geologischen Karten sind die Ihlow-Berge bei Althüttendorf als eine aus Blockpackung bestehende Endmoräne kartiert.“ Ferner: „Über diesen fluviatilen Blockpackungen lagert bis zu 10 m mächtiger Geschiebemergel auf, der die eigentliche Höhe der sogenannten Endmoräne der Ihlow-Berge bildet. Vorrückendes Eis hat hier also eisrandnahe Sanderbildungen überschritten und beim Abschmelzen seine Grundmoräne darüber gedeckt.“ Eindeutiger läßt sich die Natur der Pommerschen Moränen wohl nicht darstellen, und es ist nur verwunderlich, daß daraus nicht schon lange der naheliegende Schluß gezogen wurde, daß die Moränen keine jungen Rückzugsbildungen sein können, sondern als Ablagerungen eines Stillstandes des vorrückenden Gletschers angesehen werden müssen, wie es im süddeutschen Glazialgebiet seit ungefähr einem Jahrzehnt bereits geschieht. Die von den Ihlow-Bergen erwähnte stratigraphische Ausbildung findet sich aber auch an zahlreichen anderen Stellen. K. SCHOTT (1933, S. 75) schreibt darüber weiter: „So erscheint es dem Verfasser z. B. noch sehr zweifelhaft, ob wir es bei der Umrandung der Lübecker Mulde wirklich mit echten Stauchendmoränen zu tun haben oder nicht doch mit ehemaligen, vom Eise überfahrenen Stauchendmoränen. Die Samländische Endmoräne, an deren Endmoränencharakter nicht zu zweifeln ist, besteht, wie F. KAUNHOWEN (24) nachgewiesen hat, weitgehend aus Geschiebemergel, der nur durch Stauchung in diese Lage gekommen sein kann. Viele der früher beschriebenen sogenannten Durchragungszüge sind solche, vom Eise überfahrne und mit Grundmoräne überdeckte Stauchendmoränen. Im Untergrunde des Geschiebemergels finden sich eigentlich überall Reste ehemaliger, vor dem Eisrand gebildeter Stauchendmoränen, die von dem Inlandeis überwältigt wurden und auf denen sich diskordant beim Abschmelzen des Eises der Geschiebemergel auflagerte.“ Hierbei möge eingeschaltet werden, daß nach Überzeugung des Verfassers die Grundmoräne nicht nur beim Rückzug bzw. Zerfall des Gletschereises gebildet wird, sondern daß sie stets und überall unter dem Eise während des Fließens ausschmilzt und abgelagert wird. Das Eis fließt ja ständig, auch während eines sogenannten Rückzuges; nur bei einem raschen Zerfall, wie er in der Spätglazialzeit vor sich gegangen sein muß, dürfte die Vorwärtsbewegung des Eises nahezu ganz aufgehört haben. Was hier über die stratigraphischen Verhältnisse der Pommerschen Moränen gesagt wurde, ist nichts anderes, als was früher bereits

bei der Besprechung der W I-Moränen im süddeutschen Gebiet geschildert wurde, nur mit dem Unterschied, daß hier die Stauchmoränen durch Wallmoränen ersetzt sind. Stauchungserscheinungen sind nach den Erfahrungen des Verfassers in den süddeutschen Glazialablagerungen überhaupt etwas verhältnismäßig seltenes. Die gegenteiligen Angaben K. SCHOTT's (1933, S. 94), daß A. PENCK „zahlreiche Angaben über Stauchungen in den Endmoränen“ erwähnt, beruhen auf einem Irrtum. Dieser Irrtum rührt davon her, daß A. PENCK in seinen Ausführungen hauptsächlich die auffallenden Erscheinungen in den Moränenaufschlüssen hervorhebt, dagegen die zahlreichen Aufschlüsse der normalen Moränenausbildung nicht alle einzeln bespricht. Die Bedeutung, welche die Staucherscheinungen für die Struktur der Moränen im süddeutschen Gebiet haben, kann man nur dann richtig beurteilen, wenn man die verhältnismäßige Seltenheit dieser Bildungen in Süddeutschland kennt. Verfasser konnte in den vielen Hundert Moränenaufschlüssen des bisher bearbeiteten Gebietes verhältnismäßig nur wenige Stauchwirkungen feststellen und zwar finden sich diese fast immer in den überfahrenen Ablagerungen der W I-Phase. Die hauptsächlichsten wurden in den vorangegangenen Abschnitten dieser Abhandlung bereits angeführt. Es ist bemerkenswert, daß im süddeutschen Glazialgebiet die Einwirkung des überschreitenden Eises sich hauptsächlich auf Erosion und Glättung (Drumlinisierung) der Unebenheiten des Untergrundes beschränkte. Dies ist ohne Zweifel auf die schon weiter oben dargelegten Unterschiede der Bildungsbedingungen der süddeutschen und norddeutschen Glazialgebiete zurückzuführen. In dieser Beziehung ist also K. SCHOTT's Ansicht (1933, S. 94), daß „es merkwürdig wäre, wenn die großen diluvialen Moränen der Alpen anderen Bildungsbedingungen unterworfen gewesen wären, wie die norddeutschen“, nur mit Einschränkung richtig. Sie ist nämlich nicht richtig, was die Häufigkeit des Vorkommens von Stauchmoränen im süddeutschen Gebiet betrifft. Dagegen besitzt die Ansicht K. SCHOTT's Geltungskraft in einem Punkte, an den K. SCHOTT wahrscheinlich am wenigsten dachte, nämlich in Bezug auf die stratigraphische Ausbildung der Wallmoränen im süddeutschen Vereisungsgebiet. Die Wallmoränen bestehen nämlich hier nicht, wie man im Norden zu glauben scheint, in der Hauptsache aus Blockmoränenschutt, sondern sie sind hier im allgemeinen auch nichts anderes als Sanderwurzeln, nur mit dem Unterschied, daß diese Sanderwurzeln wegen der größeren Schuttführung des Eises eine viel größere Mächtigkeit besitzen und deshalb auch ein größeres Gefälle, sowohl nach außen am Übergangskegel, als auch nach innen zur kuppigen Grundmoränenlandschaft aufweisen. Auch das Moränenmaterial ist im allgemeinen keine Blockpackung, sondern nichts anderes als aufbereiteter und geschichteter Moränenschotter, nur daß die Aufbereitung oftmals etwas unregelmäßiger und nicht in so gleichmäßigen fluviatilen Schichten erfolgte, wie im eigentlichen Sanderfeld,

und daß die Schichten in der Wallmoräne nach außen zum Sander geneigt einfallen, also Böschungslagerung aufweisen. Die Abbildungen Fig. 13 und Fig. 14 auf Tafel 8 erläutern das Gesagte sehr deutlich. Fig. 13 zeigt einen schönen Längsschnitt in der überaus mächtigen Wallmoräne des würmeiszeitlichen Inn-Gletschers bei Kirchseeon (W II b), und zwar von der Innenseite gesehen. Die Moräne besteht hier aus gut geschichteten Moränenschottern mit nur sehr wenigen größeren Geschieben (Blöcken); von Blockpackung kann hier nicht gesprochen werden. Die Schichtung erscheint auf dem Bilde waagrecht, da der Aufschluß einen Längsschnitt durch die Moräne zeigt; tatsächlich aber fallen die Schichten leicht bergwärts geneigt (nach der Außenseite der Moräne) ein. Das andere Bild Fig. 14 zeigt einen großartigen Durchschnitt durch die Wallmoräne (W II b) des Inn-Gletschers am östlichen Hochufer der Mangfall, der durch den Bau der Reichsautobahn München—Landesgrenze (Bad Reichenhall) geschaffen wurde. Auch hier ist von einer Blockpackung nichts zu sehen, wenn auch einzelne große Findlinge in der Baugrube liegen; dagegen tritt in diesem Moränenquerschnitt die Böschungslagerung des gut geschichteten Moränenschotters deutlich hervor. Am linken Bildrande, wo die Bäume sichtbar sind, würde sich die eigentliche Sanderebene anschließen. Die Wallmoräne zeigt sich hier als Sanderwurzel, die zu großer Mächtigkeit angeschwollen ist. Besonders bemerkenswert ist, daß weder an diesem Aufschluß noch an Fig. 13 irgend welche Stauchungen des Moränenmaterials sichtbar sind.

Nach dieser kurzen Abschweifung wollen wir uns wieder den W I-Moränen zuwenden. Die eben dargelegten Gemeinsamkeiten und Verschiedenheiten der nord- und süddeutschen Moränenausbildung ändern aber nichts an der Tatsache, daß sowohl die gestauchten Sandermoränen der Pommerschen Phase des norddeutschen Gebietes, wie auch die wenig oder gar nicht gestauchten Wallmoränen der W I-Phase des süddeutschen Gebietes Vorrückungsmoränen sind, die vom Eise des würmeiszeitlichen Gletscherhochstandes überschritten, gestaucht oder sonstwie bearbeitet und mit Grundmoräne überdeckt wurden. In Fig. 28 auf Tafel 10 sind die Unterschiede dieser verschiedenen überfahrenen Moränen in schematischen Profilen dargestellt.

### 3. Angebliche Beziehungen zwischen W I-Moränen und v. LINSTOW'S Depressionslinie.

Einen scheinbaren Beitrag für die Klärung der Frage der Alterszuteilung der Pommerschen Moränen liefert K. BEURLEN (1933, S. 44 u. f.), indem er die Pommersche Moräne mit der diluvialen Depressionslinie in Beziehung bringt. Unter diesem von OTTO v. LINSTOW (1917) eingeführten Begriff versteht man die Linie, die die Punkte verbindet, in der die Unterkante des Diluviums auf Meereshöhe liegt. Nördlich von ihr, im Durchschnitt 20—30 km entfernt (nach K. BEURLEN'S Kartenskizze) ver-

läuft eine weitere Linie, in der die diluviale Unterkante in — 50 m Tiefe liegt. Es zeigt sich hier also ein Abfall nach Norden bzw. ein Anstieg nach Süden. K. BEURLEN weist nun darauf hin, „daß für die letzte Eiszeit der Eisrand in seiner Lage stark durch die Depressionslinie beeinflusst war“. Denn „der Verlauf der Pommerschen Endmoräne zeigt eine auffällige Parallelität mit der Depressionslinie“, die auf Beziehungen zwischen beiden hindeute. K. BEURLEN glaubt die Art dieser Beziehungen in der Annahme sehen zu können, daß an der Depressionslinie, also an dem Anstieg aus der Ostseesenke heraus das Eis des vorrückenden Gletschers sich staute und stationär wurde. Dieser Gletscherhalt sollte so lange gedauert haben, bis durch fortdauernden Eisnachschub das Gletschereis so mächtig geworden war, daß es über die Ostsee-Senke hinausquellen konnte. K. BEURLEN fährt dann fort: „Im Bereiche der Depressionslinie, also im Zuge der heutigen Pommerschen Randlage, mußte somit schon das vordringende Eis der ersten norddeutschen Eiszeit eine Stillstandslage haben, ehe es weiter vordringen konnte.“ Die vorhandene Oberflächengestaltung soll also schon bei der ersten Vereisung eine langdauernde Stillstandslage beim Vordringen wie auch beim Abschmelzen in der Zone der Pommerschen Moräne bewirkt haben und dieser Vorgang habe sich auch bei den späteren Vereisungen wiederholt. Mit diesen Ausführungen ist also auch im norddeutschen Glazialgebiet zugegeben worden, daß es Moränen gibt, die durch Stillstandslagen des vorrückenden Eises geschaffen wurden, und zu ihnen wurden die Pommerschen Moränen ausdrücklich gezählt. Sie entsprechen somit genau den W I-Moränen Süddeutschlands. Eine andere Frage ist es allerdings, ob der Vorrückungsstillstand der Pommerschen Moränen mit der Depressionslinie wirklich irgend welche genetischen Beziehungen hat, wie K. BEURLEN annimmt. Verfasser möchte darüber erhebliche Zweifel äußern. Vor allem ist die Depressionslinie eine ganz zufällig herausgegriffene Linie. Sie besagt nichts weiter, als daß hier einmal der Meeresstrand verlief. Läge der Meeresspiegel heute zufällig um 10 oder 20 m tiefer oder höher, dann würde sich der Verlauf der Depressionslinie dementsprechend verschieben, der Verlauf der Moränenzüge aber bliebe dadurch trotzdem unberührt. Übrigens würden die Pommerschen Moränen — wie auch alle übrigen — stets mit jeder anderen beliebigen Höhenlinie eine gewisse Parallelität aufweisen, da das Inlandeis eine zähflüssige Masse ist, die immer einen gewissen Niveau-Spiegel einzunehmen trachtet. Aus solchen Parallelitäten der Moränen mit Höhengichtlinien lassen sich demnach keine ursächlichen Zusammenhänge konstruieren. Ein weiterer Einwand kann gegen die Behauptung erhoben werden, daß durch den „relativ starken Abfall des Untergrundes“ im Bereiche der Depressionslinie die Bildung einer Stillstandslage des Gletschers ermöglicht wurde. Nun verläuft aber nach K. BEURLEN's Kartenskizze (1933, S. 45) die 50 m-Linie in einem Abstand von 10—50 km (durchschnittlich 30 km)

von der 0 m-Linie. Nimmt man nur eine Entfernung von 10 km an, dann beträgt das Gefälle dieses „relativ starken Abfalles“ im höchsten Fall  $\frac{1}{2}$  ‰ oder den Bruchteil eines Grades, bei größerer Entfernung aber noch viel weniger, unterscheidet sich also kaum von der absoluten waagrechteten Ebene. Dieser geringe Neigungswinkel ist im Gelände ohne Meßinstrumente überhaupt nicht wahrnehmbar, und man kann sich schwer vorstellen, wie ein solcher „Abfall“ überhaupt auf eine vorrückende Inlandeismasse stauend einwirken soll. Von einem merkbaren Abfall des Geländes im Sinne K. BEURLEN'S könnte man wohl an den Hängen der Zweigbecken des süddeutschen Vereisungsgebietes sprechen, wo z. B. am Ammer-See ein Höhenunterschied von etwa 200 m auf 2,5 km Entfernung besteht, was ungefähr einer Neigung von 8 v. H. oder  $4,5^\circ$  entspricht. Wie gering trotzdem die Neigung auch hier ist, zeigt ein Blick auf das Profil Fig. 20 auf Tafel 10, das zehnfach überhöht gezeichnet werden mußte, da es ohne Überhöhung überhaupt nicht hätte zur Darstellung gebracht werden können. Weiterhin spricht K. BEURLEN von einem „Herausquellen des Eises aus der Ostseesenke“. Dieser Vorgang wäre aber nur denkbar, wenn man die Depressionslinie sozusagen als den Rand eines waagrechteten und ebenen Plateaus betrachtete, in welches das Ostseebecken eingesenkt wäre. Nun ist aber das Gelände südlich des Ostseebeckens kein solches Plateau, sondern seine Oberfläche steigt gegen Süden weiterhin an. Die vermeintliche Stufe an der Depressionslinie, über die das Eis „herausquellen“ soll, besteht also nur in der Vorstellung, nicht aber in der Natur. Aber selbst wenn ein solcher Stufenrand vorhanden wäre, dann bestünde trotzdem kein Grund, daß sich auf dem Stufenrand durch eine „verstärkte Marginalaufschüttung“ ein Moränenzug bildet; denn in dem Augenblick, in dem das Gletschereis den Stufenrand erreicht und die Möglichkeit hat, überzulaufen, hat es keinen Grund mehr, hier einen Wall aufzuschütten, sondern es wird sich ausbreiten und so lange vorwärts schreiten, als die Zufuhr das Abschmelzen überwiegt. Auch an dem vermeintlichen Abfall des Plateaurandes wird sich keine mächtigere Wallmoräne bilden können, da das Vorschreiten des Eises ja nicht aufhört, sondern nur verlangsamt ist. Es wird sich wohl eine mächtigere Moräne absetzen, aber nicht wallförmig linienhaft, sondern über die ganze Fläche des Abhanges hingebreitet und mit der Grundmoräne vermischt. Das Endergebnis wird wohl ein verstärkter Belag des Hanges mit Grundmoräne sein, aber eine Erhöhung des Stufenrandes ist damit nicht verknüpft, sondern nur eine Verlagerung desselben beckeneinwärts um die Mächtigkeit des angelagerten Materials, wie es die schematische Zeichnung a der Fig. 29 auf Tafel 10 zeigt. In Profil b der Fig. 29 ist gezeigt, daß auf dem Plateaurand die verschleifte W I-Moräne abgelagert ist, die aber mit der verstärkten Anlagerung von Grundmoräne an den Flanken des Zweigbeckens in keiner genetischen Beziehung steht. Für eine solche vermehrte Anlagerung von Grundmoräne

an den Flanken der Zungenbecken während des langsamen Ansteigens des Eisniveaus bis zum Plateaurand spricht die außerordentlich große Mächtigkeit des Grundmoränenbelages an diesen Hängen. Es ist sehr bezeichnend, daß z. B. im Ammersee-Becken (siehe Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte 1 : 100 000) die meisten der zahlreichen Seitenbäche, die die Hänge durchfurchen, ausschließlich in der sehr mächtigen Grundmoräne verlaufen, während nur in einzelnen an günstigen Stellen, wo die darunter liegenden Schichten (älteres Diluvium oder Tertiär) hochkommen, letztere erreicht wurden. In einem Graben bei der Ortschaft Riederau hat sich der Bach z. B. bis zu 25 m tief in die Grundmoräne eingegraben, ohne das Liegende erschlossen zu haben. Dieser außerordentlichen Mächtigkeit steht auf dem anschließenden Wessobrunner Höhenrücken nur eine Durchschnittsmächtigkeit der Grundmoräne über den WI-Ablagerungen von etwa 3—5 m gegenüber. Dieser offensichtliche Unterschied läßt sich wohl kaum anders erklären als durch den oben dargelegten Vorgang der vermehrten Anlagerung von Grundmoränenmaterial während des verlangsamten Ansteigens des Eisniveaus.

Auch die Ausbildung eines doppelten Walles der WI-Moräne, wie es z. B. im Ammersee- und Würmsee-Gebiet der Fall ist (siehe Teilblatt Landsberg und Teilblatt München-Starnberg der Geognostischen Karte 1 : 100 000), spricht gegen die verstärkte Marginalaufschüttung, da eine derartige Erscheinung in doppelter Ausbildung keine Stütze in den morphologischen Verhältnissen des Geländes finden würde, wie die Profile auf den erwähnten Kartenblättern zeigen; denn die Anordnung der Wälle richtet sich nicht nach etwaigen Geländestufen, sondern sie liegen entweder am Hang oder auf dem Plateaurand oder schließlich auf dem Plateau selbst in einiger Entfernung vom Rande (siehe Fig. 20 auf Taf. 10, Profil durch das Ammersee-Zungenbecken). Damit prägt sich ihre Unabhängigkeit von der Gestaltung des Untergrundes deutlich genug aus. Von welcher Seite man das Problem auch betrachten mag, nirgends findet man einen stichhaltigen Beweis, der die „verstärkte Marginalaufschüttung“ mit der Oberflächengestaltung in Beziehung bringen läßt. Wallmoränenzüge entstehen nicht durch die morphologische Gestaltung des Untergrundes, sondern sie sind eine Funktion des Klimas; sie bilden sich in dem Augenblicke, in dem die Zufuhr und das Abschmelzen des Eises im Gleichgewicht sind und für längere Zeit auch bleiben. Dieser Augenblick kann eintreten, wenn der Rand des Gletschers am Fuße eines Hanges, in der Mitte desselben oder an einem oberen Ende steht. Immer wird sich dann eine Wallmoräne zu bilden beginnen. Die morphologischen Verhältnisse des Gletscheruntergrundes haben höchstens insofern einen Einfluß auf die Moränenzüge, als sie den Verlauf derselben örtlich beeinflussen können, niemals aber können sie die Ursache für die Entstehung derselben sein.

Verfasser kann auch nicht der Meinung K. BEURLIN'S (1933, S. 47)

zustimmen, daß auch beim Rückzug des Eises der Pommersche Moränenzug (W I) sich neuerdings verstärkt habe. Über diesen Punkt liegen im süddeutschen Glazialgebiet offensichtliche gegenteilige Beweise vor; denn hier haben sich beim Rückzug des Eises keine Schottermoränen mehr an der Stelle der WI-Phase abgelagert, sondern das ganze Gelände derselben ist ausschließlich mit Grundmoräne bedeckt. Dagegen liegen innerhalb der WI-Moränen und in einigem Abstand davon an den Flanken der Zungenbecken einzelne Hügelzüge, die möglicherweise als geringe Rückzugsmoränen gedeutet werden können. Auf Teilblatt Landsberg der Geognostischen Karte 1:100000 sind sie allerdings noch mit der Signatur der WI-Moräne bezeichnet, da es zunächst unsicher war, ob es nicht auch verschleifte ältere Würm-Moränen wären (J. KNAUER, 1929, S. 25). Auf Teilblatt Starnberg der gleichen Karte wurden sie aber doch als jungwürmglazial ausgeschieden, wobei aber in den Erläuterungen (J. KNAUER, 1931, S. 29) nochmals das fragliche Alter betont wurde. Wie nun aber auch ihre Alterszugehörigkeit sein möge, wichtig an ihrer Erscheinung ist, daß sie sich am Talhang und in einer gewissen Entfernung von den sicheren WI-Moränen abgelagert haben. Dies spricht aber gegen die Ansicht K. BEURLIN'S, daß an einem Geländeabfall ein bereits bestehender Moränenzug sich durch „Selbstverstärkung“ (nach WALTER BEHRMANN, 1919) erhöhen müsse, und beweist zugleich, daß sich an jeder Stelle des Geländes ein Moränenzug bilden kann, wenn die klimatischen Voraussetzungen gegeben sind.

#### 4. Die kuppige Grundmoränenlandschaft zwischen WI- und WII-Moränen.

Zum Schlusse soll noch auf eine weitere Erscheinung der norddeutschen Glaziallandschaft hingewiesen werden, die ihre Parallele im süddeutschen Gebiet hat. Es ist die weit verbreitete Zone der sogenannten „kuppigen Grundmoränenlandschaft“, die sich zwischen die Moränenzüge der Brandenburger und der Pommerschen Phase einschaltet. Die kuppige Grundmoränenlandschaft ist nach P. WOLDSTEDT (1929, S. 69 u. f.) aus Grundmoräne d. h. Geschiebemergel aufgebaut und bildet eine Unmenge meist steil geböschter, unregelmäßig gelagerter Hügel mit dazwischen gelegenen abflußlosen Wannen. „Gelegentlich ist eine bestimmte Orientierung der Rücken zu erkennen; oft aber sucht man diese vergebens. Wie ein plötzlich erstarrtes, unregelmäßig wogendes Meer liegt die Landschaft da. In Ostpreußen hat man für diese unruhig-kuppige Landschaftsform die Bezeichnung «Bucklige Welt».“ P. WOLDSTEDT sieht diese Bildung als eine Randerscheinung des Inlandeises, als einen besonderen Typ der wallförmigen Endmoräne an, die sich unter dem oszillierenden Eisrand bildete. In gewissen Fällen soll das Eis nach FELIX WAHNSCHAFFE und FRIEDRICH SCHUCHT (1921) „beim wiederholten Vor-

rücken und Abschmelzen regellos aufgeschüttete Hügel von Abschmelzkiesen abgelagert und beim letzten Vorrücken mit Grundmoräne überkleidet haben“. Nach C. SCHOTT (1933, S. 82) sieht F. SOLGER „in der kuppigen Grundmoräne eine Abbauf orm, eine Erosionslandschaft des Eises“. Mit den angeführten Erklärungen ist eigentlich das Wesentliche über die Natur dieser Bildungen schon gesagt: Die kuppige Grundmoränenlandschaft ist großenteils nichts anderes, als der subglazial umgestaltete Untergrund des Gletschers, soweit er aus Aufschüttungsmaterial besteht, und modifiziert nach dem jeweils vorliegenden Material. Die gleiche Landschaftsform in gleicher räumlicher Anordnung findet sich, wie wir weiter oben schon gesehen haben, auch im süddeutschen Diluvialgebiet. Dort haben wir feststellen können, daß wir in den Moränenhügeln zum Teil die Überreste der Sander vor uns haben, die an den Moränen der Vorrückungsphase wurzelten und von dem später darüber hinweg gehenden Eis des Würmeiszeitlichen Hochstandes überfahren und z. T. erodiert, z. T. mit Grundmoräne überdeckt, „drumlinisiert“ wurden. Dementsprechend wird man nicht fehl gehen, wenn man auch für die kuppige Grundmoränenlandschaft Norddeutschlands annimmt, daß sie wenigstens z. T. als umgepflügte bzw. „drumlinisierte“ Sander der Pommerschen Phase anzusehen sind. Damit ist auch die Frage nach dem Verbleib der zu den Pommerschen Moränen gehörigen Sander gelöst, eine Frage, die so lange schwierig zu beantworten sein wird, als man in diesen Moränen einen Rückzugsstillstand der Würm- bzw. Weichsel-Eiszeit sehen will. Auf die tieferen Ursachen für die Bildung der kuppigen Grundmoränenlandschaft ist weiter oben auf S. 17 schon näher eingegangen worden, weshalb darauf verwiesen werden kann.

In vorstehenden Ausführungen wurde eine Reihe von morphologischen und stratigraphischen Erscheinungen in den eiszeitlichen Ablagerungen Norddeutschlands vorgeführt, die eine überraschende Übereinstimmung mit gleichen Erscheinungen im süddeutschen Vereisungsgebiet aufweisen. Nichts ist daher natürlicher als der Schluß, daß beide auf die gleichen Ursachen zurückzuführen seien und daß damit ein gleichartiger Verlauf des eiszeitlichen Geschehens sichergestellt sei. Es wäre verwunderlich, wenn es anders wäre. Es ist kaum anzunehmen, daß der Ablauf der eiszeitlichen Vorgänge im Norden ein anderer gewesen sei, als im Süden. Wohl mögen einzelne kleine zeitliche Verschiebungen im An- und Abschwollen der Eiskörper in den verschiedenen Vereisungsgebieten eingetreten sein. Möglicherweise haben auch epirogenetische Bewegungen störend in den normalen Ablauf der Glazialvorgänge eingegriffen. Stets wird aber der erste größere Gletscherhalt der WI-Phase innerhalb des Bereiches der WII-Moränen stattgefunden haben, über den hinaus dann der WII-Vorstoß erfolgte; ob dies nun im Norden einige Tausend Jahre früher oder später geschehen ist, spielt für den Gesamtablauf des eiszeitlichen Geschehens keine Rolle.

### Schlußwort.

Zum Schlusse möge noch darauf verwiesen werden, daß auch die von M. MILANKOVITCH errechnete und von W. KÖPPEN (1924) zu einer Eiszeitgliederung verwendete Klimakurve einen Vorrückungsstillstand (WI) anzeigt, der vor dem Hochstand der WII-Phase liegt. Verfasser möchte dies zwar nicht für einen Beweis beziehen; denn die Festsetzung des relativen Alters von Schichtablagerungen läßt sich nicht mit astronomischen Kurven beweisen, sondern nur durch stratigraphische Belege, zu denen sich in der Glazialgeologie noch morphologische Analysen gesellen können. Wenn demnach die Klimakurve auch nicht als Beweis gelten kann, so ist doch dieser Punkt insofern sehr wichtig, als auch von dieser Seite kein Gegeneinwand gegen die Natur der WI-Ablagerungen als Bildungen einer Vorrückungsphase vorgebracht werden kann.

„Schwankungen, welche vor dem Maximalstand des Gletschers stattfanden, können schwerlich mit Sicherheit konstatiert werden“, schreibt E. WAGNER (1911, S. 297). Dies ist gewiß richtig für Untersuchungen in örtlich eng begrenzten Ausschnitten aus größeren Vereisungsgebieten. Darin bestehen überhaupt die Schwierigkeiten diluvialgeologischer Arbeiten, daß man an kleinen und kleinsten Abschnitten eines Phänomens zu arbeiten gezwungen ist, das weltumspannende Bedeutung besitzt und dessen sichtbare Zeugen in Form von Moränen und Sandern über den größten Teil von Nordeuropa und Nordamerika ausgebreitet sind. Trotzdem ist es nicht aussichtslos, wie vorliegende Abhandlung zeigt, wenn man die vielen einzelnen Bausteine, die sich im Laufe der Zeit in den verschiedenen Vereisungsgebieten ansammeln, zu einem Mosaikbild zusammenzufügen versucht. Es formt sich dann z. B. doch allmählich das Bild eines älteren würmeiszeitlichen glazialen Komplexes der WI-Phase von solcher Einheitlichkeit in morphologischer und stratigraphischer Beziehung heraus, daß an seinem wirklichen Bestand nicht mehr gezweifelt werden kann.

### Zusammenfassung.

Im Abschnitt A werden die Ablagerungen der WI-Phase im süd-deutschen (voralpinen) Vereisungsgebiet behandelt. Die frühere Auffassung der WI-Ablagerungen als Rückzugsbildung der Würm-Eiszeit beruhte auf rein willkürlicher Annahme, ohne daß zwingende Gründe für diese vorgebracht worden wären. Es besteht daher Veranlassung zu untersuchen, ob die WI-Ablagerungen nicht als ältere würmeiszeitliche Ablagerungen betrachtet werden können. Für letztere Annahme spricht eine Reihe von Gründen, nämlich vor allem die verschleiften Formen der WI-Moränen, ferner das Fehlen von frischen Sandern, die an diesen Moränen wurzeln, dann das Vorhandensein von Resten von umgepflügten Sandern, die zu diesen Moränen gehören, und schließlich zahlreiche Aufschlüsse, in denen der stratigraphische Nachweis der

Überlagerung von Moränenschottern und Sandern der W I-Phase durch Grundmoränen des WII-Vorstoßes einwandfrei geliefert werden konnte. Die Stichhaltigkeit dieser Erscheinungen wird in den einzelnen süddeutschen Vereisungsgebieten nachgeprüft.

Im Abschnitt B wird zunächst auf den auffallenden Gleichklang der norddeutschen mit den süddeutschen Vereisungs-Phasen hingewiesen und eine zeitliche Parallelisierung der Moränenzüge der beiden Gebiete versucht und zwar auf folgender Grundlage:

WI = Pommersche Phase (Vorrückungs-Phase),

WII a = Warthe-(Fläming-) Phase,

WII b = Brandenburger Phase,

WII c = Frankfurter Phase.

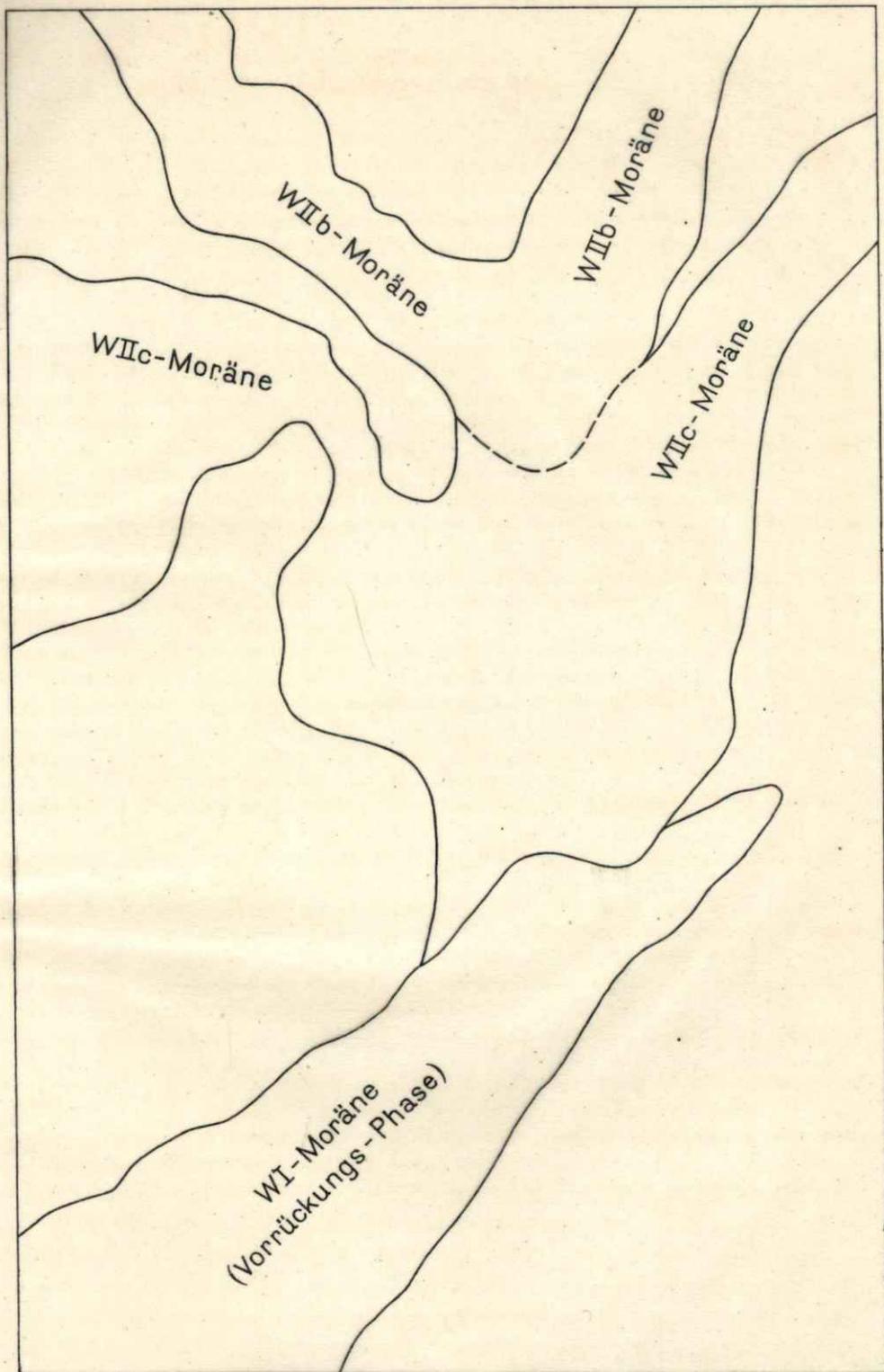
Im folgenden wird dann gezeigt, daß die im süddeutschen Gebiet erfolgreich angewandten Kriterien auch auf das norddeutsche Vereisungsgebiet anwendbar sind. An Hand der Ergebnisse der norddeutschen Glazialgeologen wird dann nachzuweisen versucht, daß die Pommerschen Moränen ebenfalls verschleifte Moränen einer Vorrückungsphase sind, und daß die Reste ihrer zugehörigen Sander in der kuppigen Grundmoränenlandschaft vorhanden sind.

Eine von K. BEURLEN vermutete Beziehung der Pommerschen Moräne mit der sogenannten Depressionslinie v. LINSTOW's konnte als wenig wahrscheinlich nachgewiesen werden. Schließlich wird gezeigt, daß in der kuppigen Grundmoränenlandschaft („Bucklige Welt“) die Reste der an den WI-Moränen wurzelnden umgepflügten Sander enthalten sind.

Eingereicht: 29. März 1935.

## Schriftenverzeichnis.

- AIGNER, P. D.: Das Murnauer Diluvium. — Mitt. Geogr. Ges., 8, München 1913.
- BEURLEN, K.: Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. — Z. f. Gletscherk., 21, Leipzig 1933.
- BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886.
- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Augsburg 1930.
- EBERS, Edith: Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. — N. J. Min., B.-Bd. 53, Abt. B., Stuttgart 1925.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. Bd. I. Leipzig 1919.
- KAUNHOWEN, F.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Königsberg 1:100000, herausg. von der Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1930.
- KNAUER, J.: Erläuterungen z. Teilblatt Landsberg des Blattes München-West (Nr. XXVII) d. Geognost. Karte v. Bayern 1:100000, München 1929.
- Erläuterungen zum Teilblatt München-Starnberg des Blattes München-West (Nr. XXVII) d. Geognost. Karte v. Bayern 1:100000, München 1931.
- KÖPPEN, W. & WEGENER, A.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin 1924.
- V. LINSTOW, O.: Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland. — Z. f. Gletscherk., 10, Leipzig 1917.
- PENCK, A & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. Leipzig 1909.
- ROTHPLETZ, A.: Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. — Mitt. Geogr. Ges. München, 12, München 1917.
- SCHMIDLE, W.: Über äolische Bildungen während des Rückzuges der letzten Vergletscherung. — Schrift. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees, 37. H., Lindau 1908.
- Die diluviale Geologie der Bodenseeegend. — Die Rheinlande Nr. 8, Braunschweig 1914.
- SCHMIDT, M.: Rückzugsstadien der Würmvergletscherung im Argengebiet. — Schr. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees, 40. H., Lindau 1911.
- SCHOTT, K.: Zur Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands. — Z. f. Gletscherk., 21, Leipzig 1933.
- SIMON, L.: Der Rückzug des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers. — Mitt. Geogr. Ges. München, 19, München 1923.
- TROLL, K.: a) Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Stuttgart 1924.
- b) Das Inn- und Chiemsee-Vorland. Ein landeskundlicher Führer. Landesk. Forsch. herausg. v. d. Geogr. Ges. München, H. 26, München 1924.
- Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. München, 18, München 1925.
- Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — Mitt. Geogr. Ges. München, 24, München 1931.
- WAGNER, E.: Über die Ausbildung des Diluviums in der nordöstlichen Bodenseelandschaft. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. i. Württemberg, 67, Stuttgart 1911.
- WAHNSCHAFFE, F. & SCHUCHT, F.: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1921.
- WOLDSTEDT, P.: Die Gliederung des nordeuropäischen Diluviums. — Compt. rend. d. l. réun. géol. int. à Copenhague 1928.
- Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.



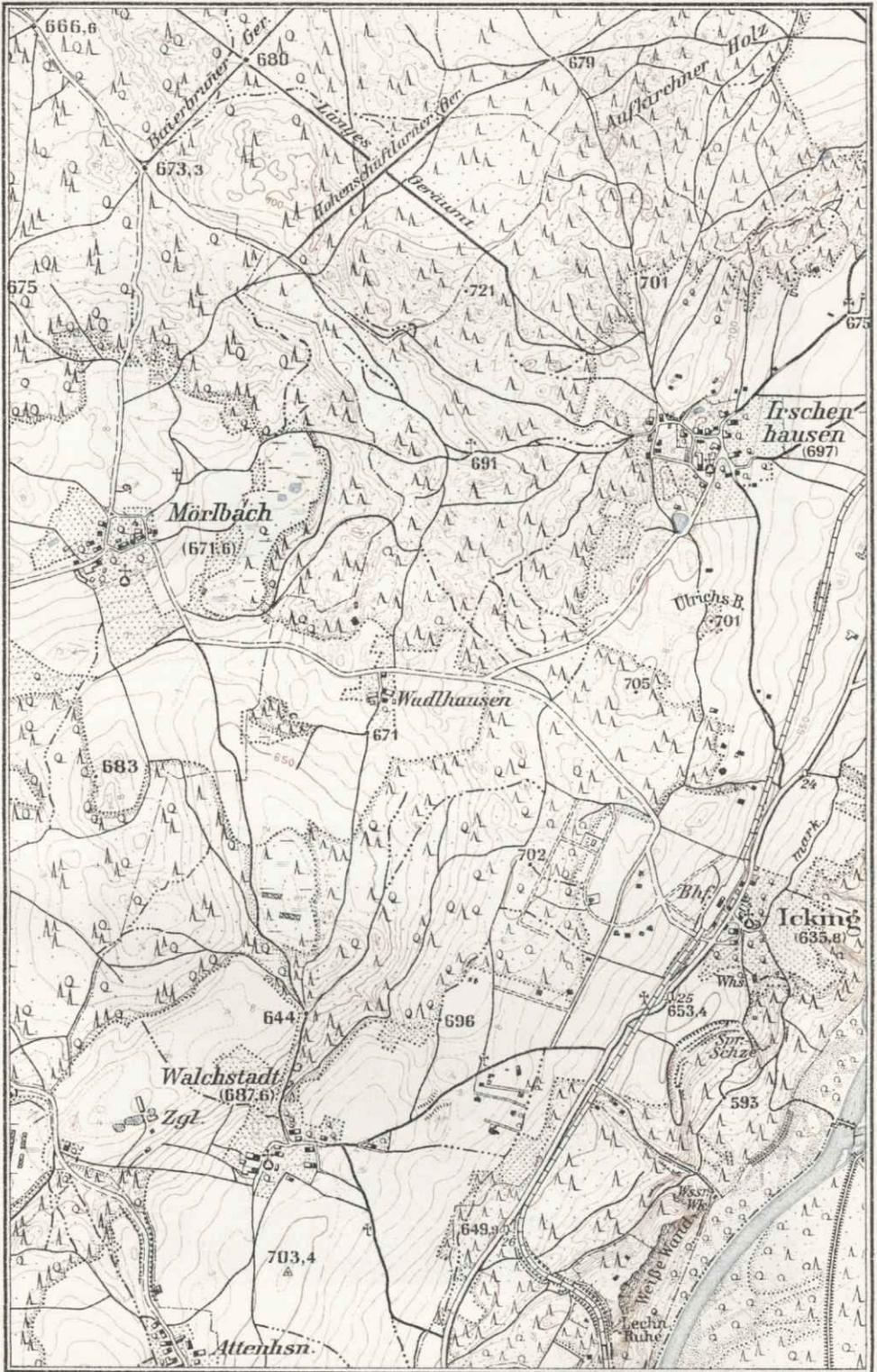




Fig. 1

Aufn. v. J. Knauer

WI-Moräne bei Loitersdorf im Inngletscher-Gebiet.

Das Bild zeigt die gleichmäßig und sanft geschwungene Oberfläche der vom Eise des WI-Vorstoßes überfahrenen und dabei verschleiften (drumlinisierten) WI-Moräne bei Loitersdorf, die in ihrer ganzen Erstreckung der landwirtschaftlichen Nutzung unterliegt.

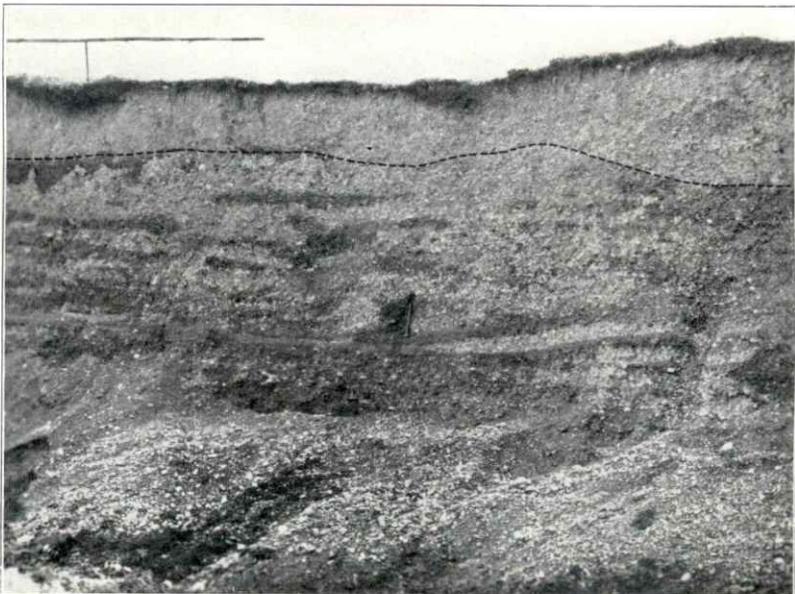


Fig. 2

Aufn. v. A. Micheler

Schottergrube in der WI-Moräne bei Dettenhofen w. des Ammer-Sees.

In vorliegender Schottergrube sind im unteren Teil des Aufschlusses die unregelmäßig geschichteten Moränenschotter der WI-Moräne sichtbar. Sie werden überlagert von der Grundmoräne des WII-Vorstoßes.



Fig. 3

Aufn. v. J. Knauer

Schottergrube in einer Hügelmoräne bei Obermühlhausen  
W. des Ammer-Sees.

Die Schottergrube ist in einem der eigenartigen Moränenhügel der kuppigen Grundmoränen-  
landschaft angelegt. Man sieht hier die ausgezeichnete Schichtung und schräge Lagerung  
der Moränenschotter.



Fig. 4

Aufn. v. J. Knauer

WI-Moränenzüge bei Münsing O. des Würm-Sees.

Auf diesem Bilde sind die verschleiften (drumlinisierten) WI-Moränen des Münsinger  
Höhenrückens zu sehen, die weithin der landwirtschaftlichen Nutzung unterliegen  
(siehe auch Fig. 1 auf Taf. 2).

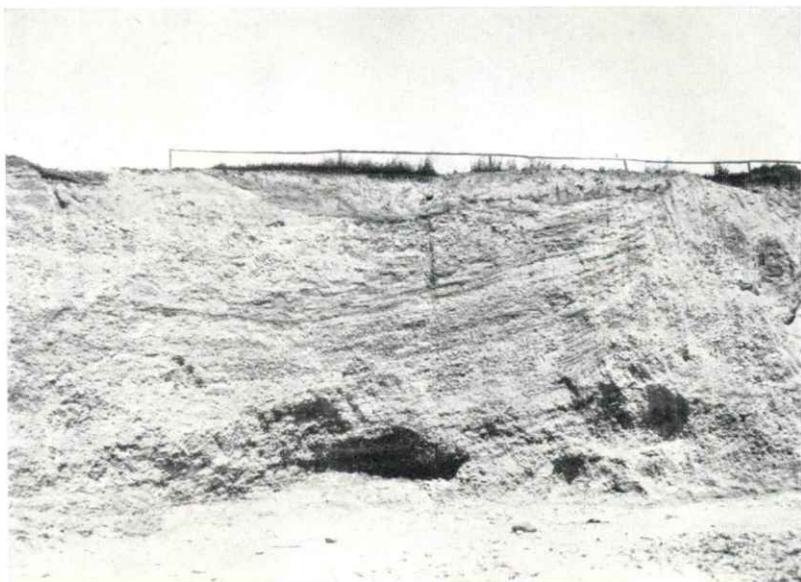


Fig. 5

Aufn. v. J. Knauer

Schottergrube in der WI-Moräne bei Münsing O. des Würm-Sees. Dieser Aufschluß zeigt deutlich die Überlagerung der WI-Schottermoräne durch die Grundmoräne der WII-Phase (siehe untenstehende Skizze Fig. 6).

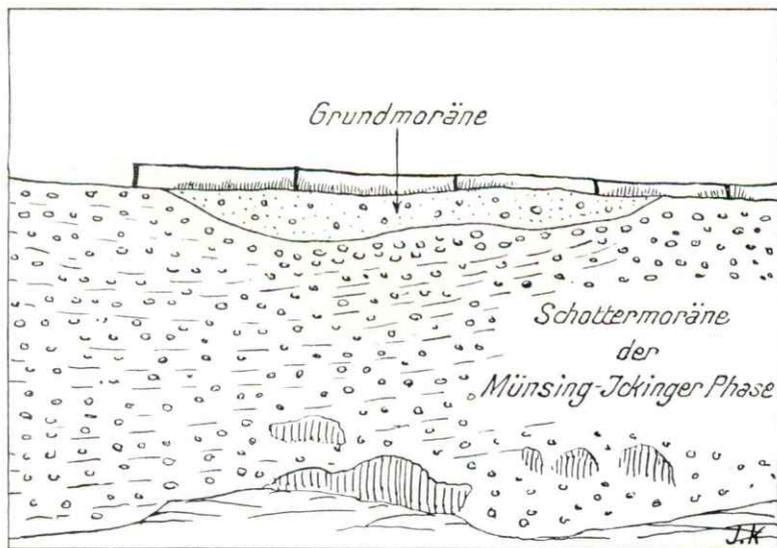


Fig. 6

Skizze zu obigem Bild.



Fig. 7

Aufn. v. J. Knauer

Schottergrube im W I-Sander bei Percha am Würm-See.

Auf diesem Bilde ist die Überlagerung des W I-Schotters durch Grundmoräne des W II-Vorstoßes deutlich zu sehen. Die am Boden der Grube liegenden Blöcke stammen aus der hangenden W II-Grundmoräne.



Fig. 8

Aufn. v. J. Knauer

Aufschluß in der angeblichen „Neowürm“-Moräne bei Ölkofen im Inn- und Gletscher-Gebiet.

Aus dem bei Aiterndorf unweit Ölkofen liegenden Aufschluß ist zu ersehen, daß die angebliche Rückzugsmoräne (Ölkofener oder Neowürm-Stadium K. TROLL's) ein altes verfestigtes, aus kalkalpinem Schotter bestehendes Delta ist, das von Grundmoräne der W II-Phase (unter dem Rasen sichtbar!) überdeckt ist.



Fig. 9

Aufn. v. J. Knauer

Stauchung in der WI-Moräne bei Gailling im Inngletscher-Gebiet. Stauchungserscheinungen finden sich fast ausschließlich nur in den Moränenschottern der überfahrenen WI-Moränen. Ein gutes Beispiel ist auf diesem Bilde zu sehen. Die eingelagerte Sandschicht läßt die Stauchung deutlich erkennen.



Fig. 10

Aufn. v. J. Knauer

Schottergrube in der WI-Moräne bei Bernau im Chiemsee-Becken. Die Moränenschotter der WI-Phase sind von der Grundmoräne der WII-Phase überlagert, die sich durch ihre dunklere Färbung deutlich von den hellen Schottern abhebt. Der Aufschluß ist durch den Abbau für die Reichsautobahn leider bereits verschwunden.

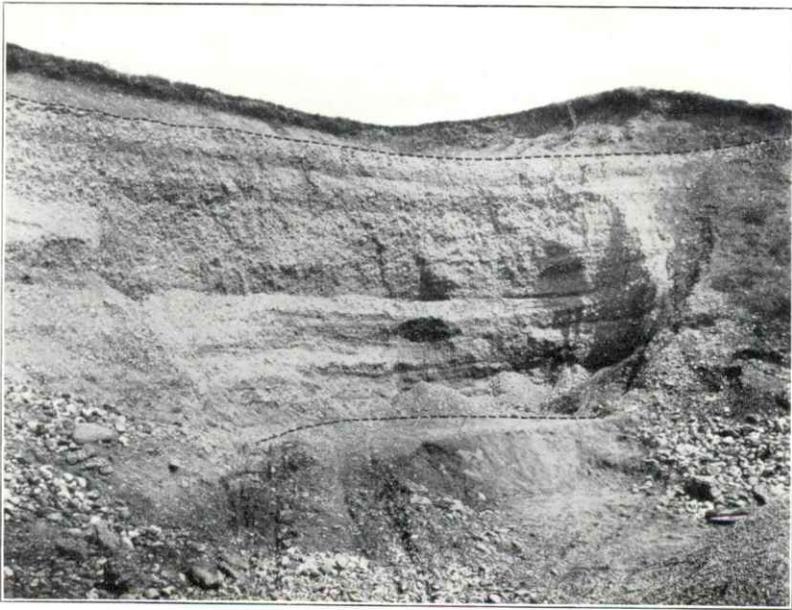


Fig. 11

Aufn. v. J. Knauer

Schottergrube im WI-Sander bei Dorf Kirchseon im Inngletscher-Gebiet. Über einer älteren (rißeiszeitlichen?) Grundmoräne liegt gut geschichteter Schotter des WI-Sanders, welcher seinerseits von Grundmoräne des WII-Vorstößes überlagert ist. Bemerkenswert ist ein dünnes Nagelfluhbänkchen im obersten Teil des Schotters unter der hangenden Grundmoräne (siehe untenstehende Skizze Fig. 12).

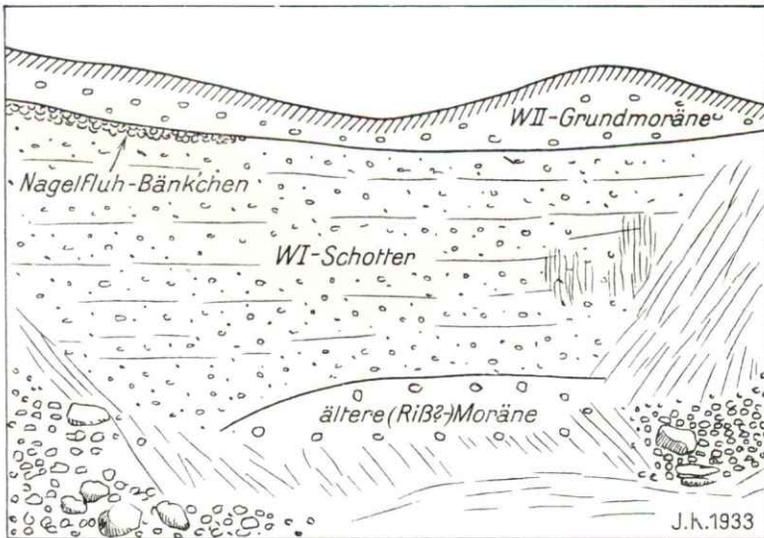


Fig. 12

Skizze zu obigem Bild.

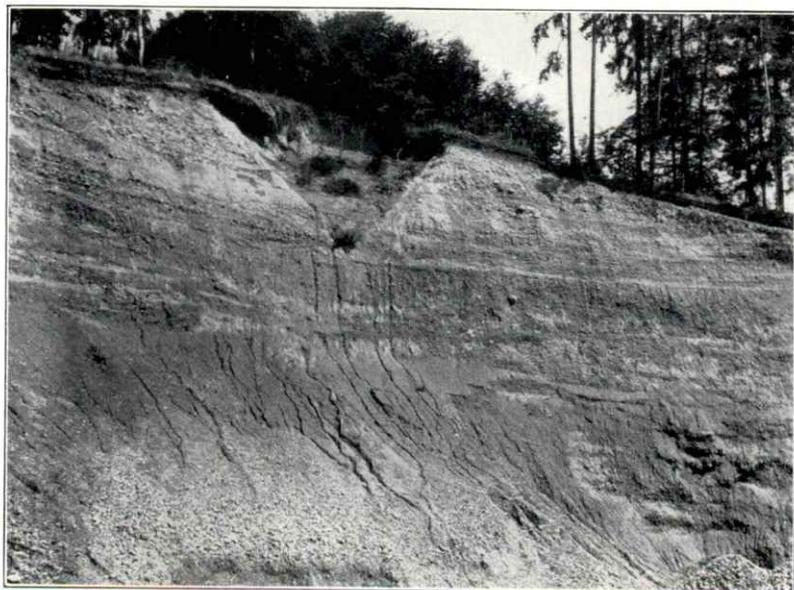


Fig. 13

Aufn. v. J. Knauer

Schottergrube in der WIIb-Wallmoräne bei Kirchseon  
im Inngletscher-Gebiet.

Der Aufschluß gibt einen guten Einblick in die unregelmäßig geschichteten Moränenschotter  
der Kirchseoner Wallmoräne (WIIb-Phase).

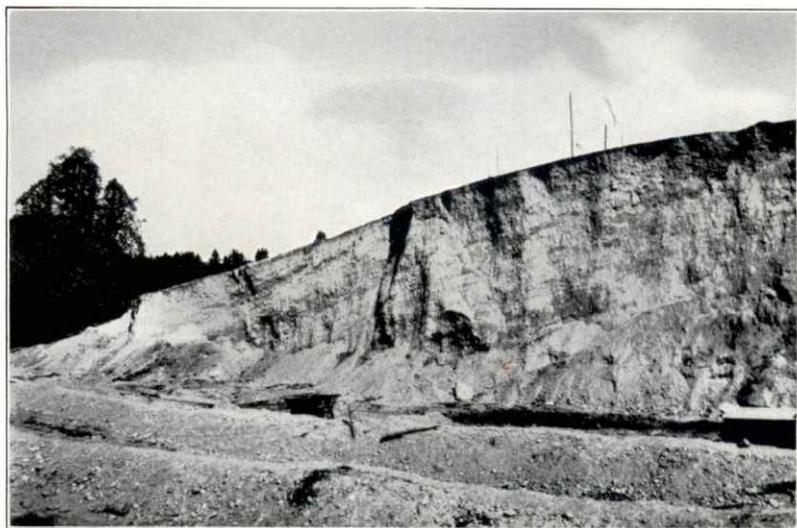


Fig. 14

Aufn. v. J. Knauer

Querschnitt durch die WIIb-Wallmoräne O. von Darching  
im Inngletscher-Gebiet.

Durch den Bau der Reichsautobahn München—Landesgrenze wurde O. von Darching die  
Wallmoräne des Inn-Gletschers der WIIb-Phase quer durchschnitten. Auf dem Bilde sieht  
man den äußeren Abfall des Moränenwalles zur Sanderebene.

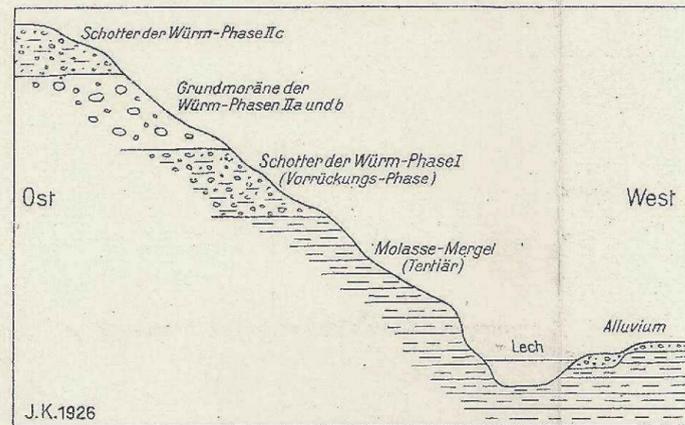


Fig. 18. Profil am östlichen Lech-Steilrand bei Apfeldorfhausen.

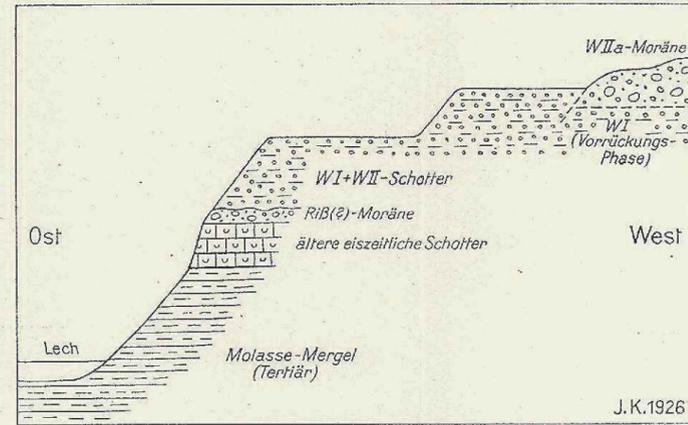


Fig. 19. Profil am westlichen Lech-Steilrand S. von Kinsau.

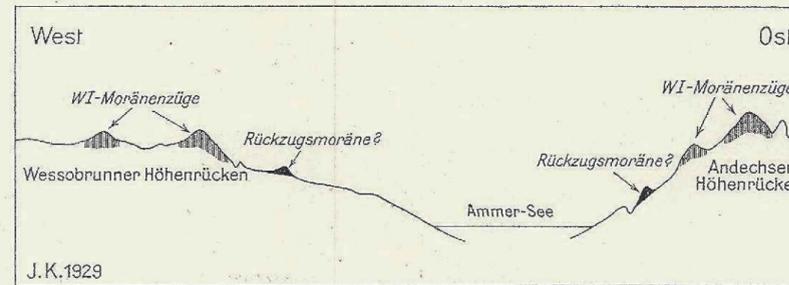


Fig. 20. Querschnitt durch das Ammersee-Becken (zehnfach überhöht).

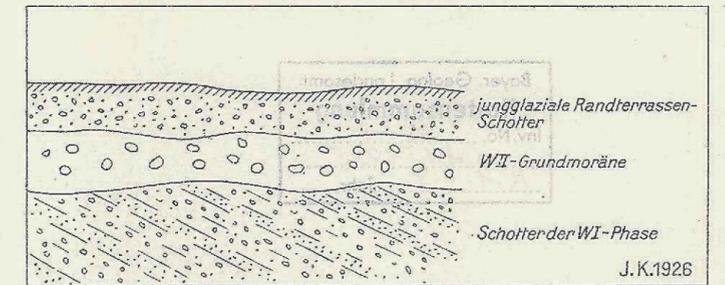


Fig. 21. Schottergrube bei Eching (Ammersee-Gebiet).

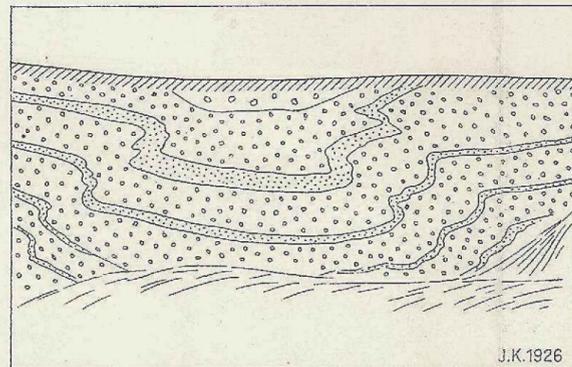


Fig. 22. Faltung in der WI-Moräne S. von Pöcking (Würmsee-Gebiet).

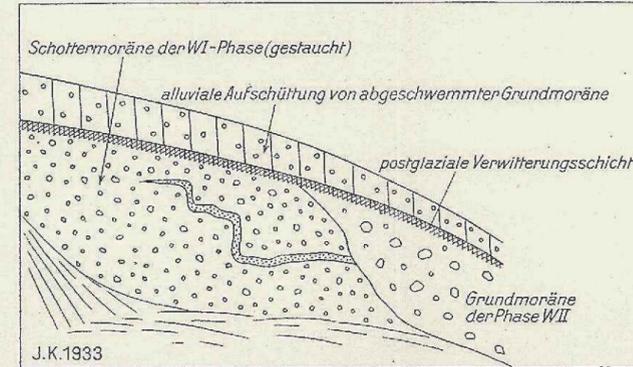


Fig. 23. Schottergrube NW von Hohenthann (Inngletscher-Gebiet).



Fig. 24. Gestauchte Sand- und Schottermoräne der WI-Phase bei Eichhofen (Inngletscher-Gebiet).

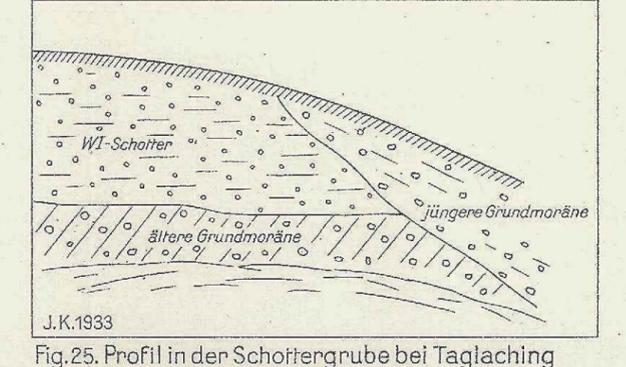


Fig. 25. Profil in der Schottergrube bei Taglaching im Inngletscher-Gebiet.

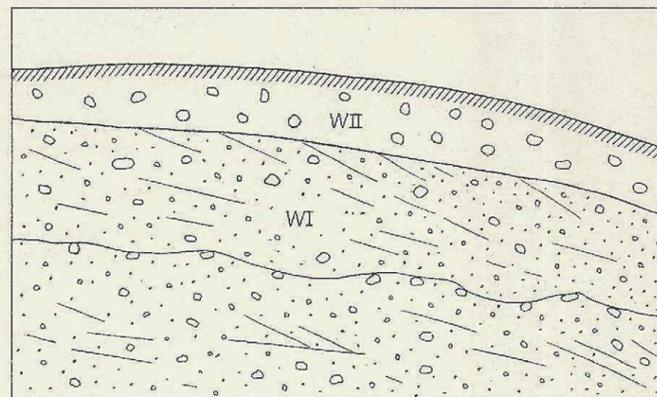


Fig. 26. WI-Moräne von WII-Grundmoräne überlagert. Schottergrube von Enichham (Salzachgletscher-Gebiet). Nach Edith Ebers.

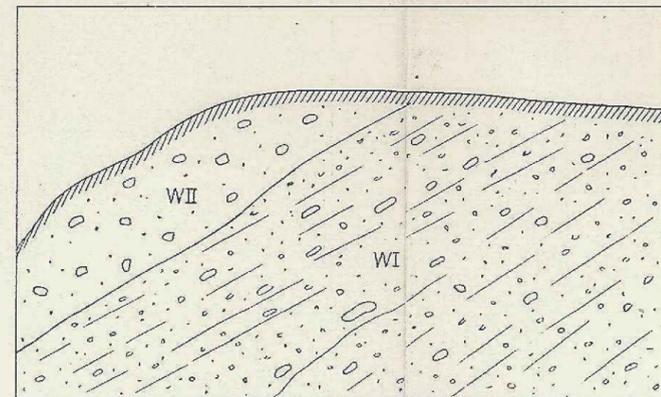


Fig. 27. WII-Grundmoräne über WI-Deltaschotter bei Taching im Salzachgletscher-Gebiet. Nach Edith Ebers.

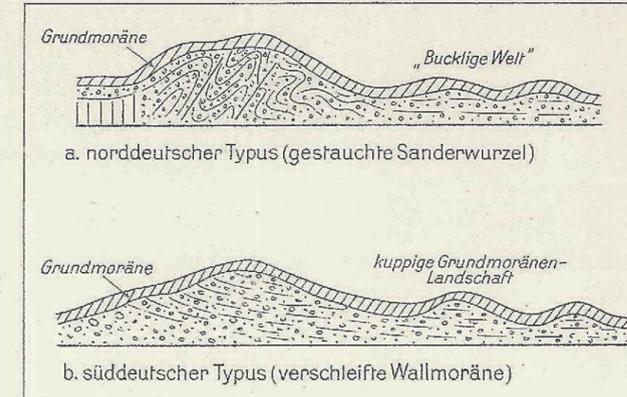


Fig. 28. WI-Moränen-Typen in Nord- und Süddeutschland.

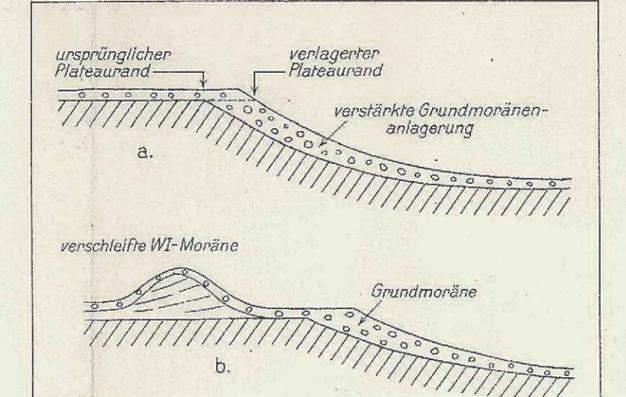


Fig. 29. „Marginalaufschüttung“ oder Gletscherhalt?

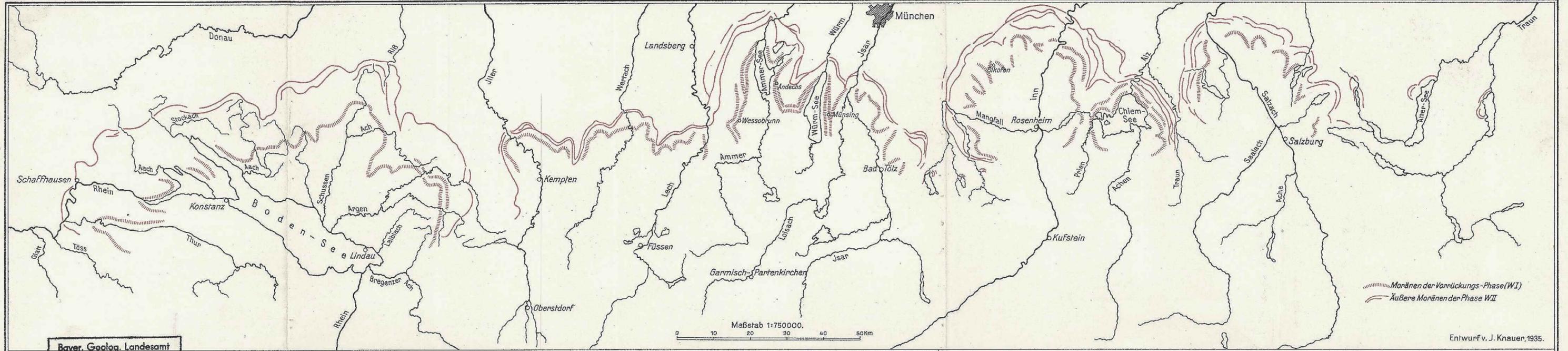


Fig.15. Übersichtskarte der Verbreitung der würmeiszeitlichen Endmoränen der Vorrückungs-Phase (WI) und äußeren Randlagen (Phase WII) im süddeutschen Vereisungsgebiet.

Bayer. Geolog. Landesamt  
 Bücherei  
 Inv. No. 11.1935  
 R. 1. Jahr

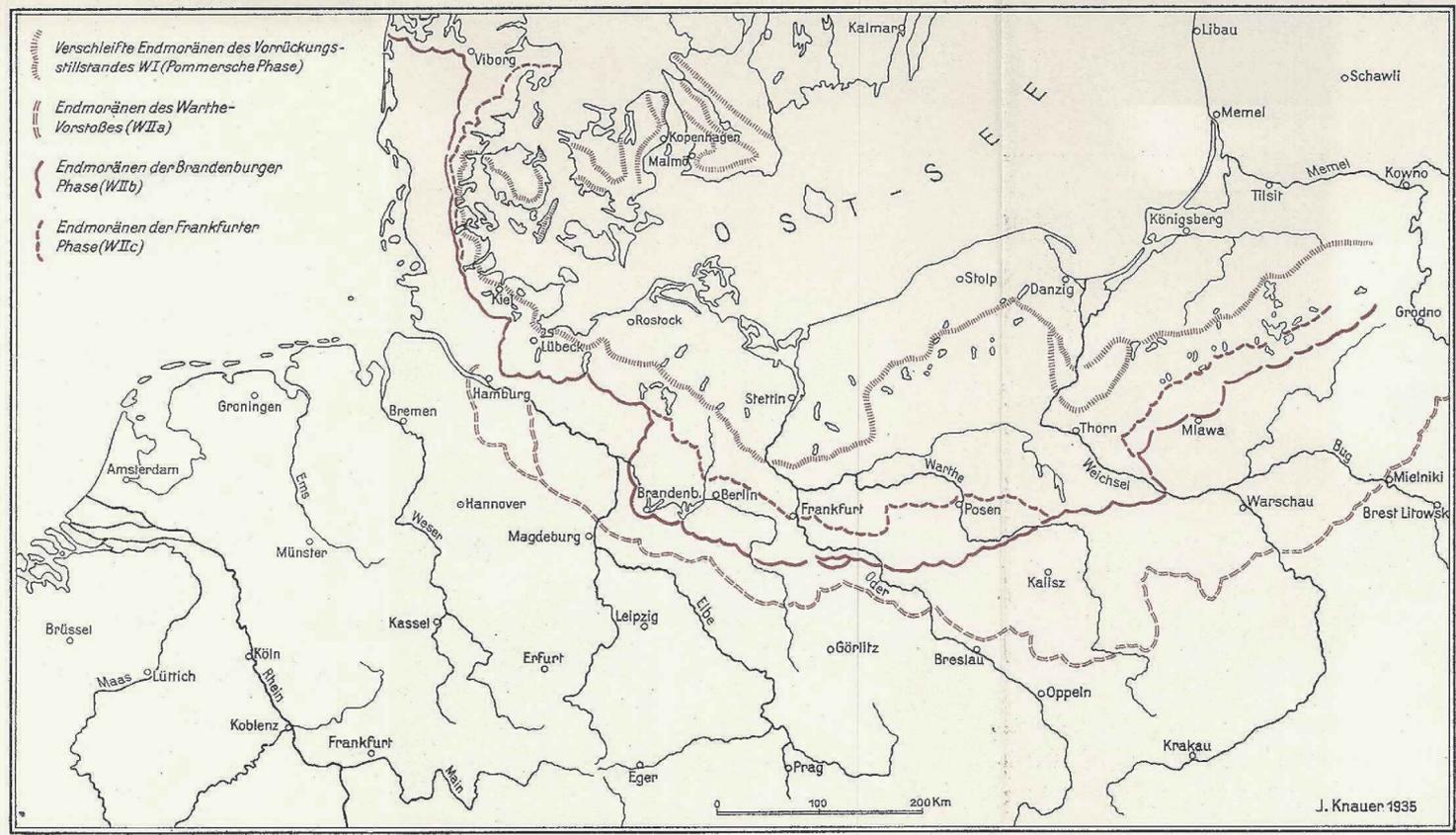


Fig.17. Die würmeiszeitlichen Endmoränenzüge Norddeutschlands und der angrenzenden Gebiete, entworfen nach P. Woldstedt, K. Beurlen u. a.

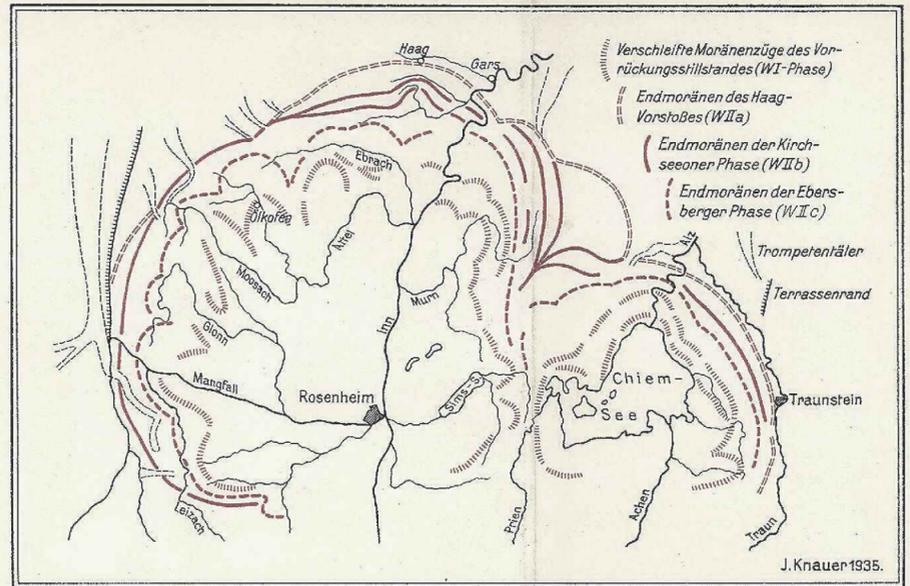


Fig.16. Die würmeiszeitlichen Endmoränenzüge des Inn-Chiemsee-Gletschers, entworfen nach einer Skizze von K. Troll.