Bau und Bildung des Ibmer Moos-Beckens

Mit 1 Abbildung im Text

Von Ludwig Weinberger

Einleitung

Im Westen Oberösterreichs liegt das Ibmer Moos, das mit einer Fläche von rund 1000 ha, mit dem anschließenden Weitmoos etwa 1500 ha, umfaßt und damit das größte Moorgebiet Österreichs ist. Es ist darüber hinaus eines der schönsten und interessantesten Moore des ganzen Alpenvorlandes [H. Gams 1947 a, S. 289] und verdient daher den Schutz seiner noch unberührten bemerkenswertesten Teile [H. Gams 1943].

Dieses Moorgebiet ist aber nicht nur für den Naturfreund und Biologen von größtem Interesse. Auch die Geologen, speziell die Eiszeitforscher, finden hier eine Gegend hohen wissenschaftlichen Reizes.

Die Moränenlandschaft um das Ibmer Moor wurde bereits 1881 von E. Richter [S. 67] als solche erkannt. „Ihm ist der erste Nachweis von Moränen im Bereiche des österreichischen Alpenvorlandes fern vom Gebirge zu danken" [A. Penck 1903, S. 46]. Material zur geologischen Erforschungsgeschichte findet man bei Fugger & Kastner 1885, S. 58/59; E. Brückner 1886, S. 1—4, H. Gams 1947, L. Weinberger 1957 a.

Lage

Das Ibmer Moor liegt bekanntlich in einem Zweigbecken des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers, und zwar liegt es so ziemlich in dessen Medianachse, vor allem wenn man bedenkt, daß die Hauptachse des Salzach-Vorlandgletschers, bedingt durch die Richtung des Salzburger Stammbeckens, nach NW verschoben ist. Diese nahezu mediane Lage des Ibmer Moos-Beckens hat zur Folge, daß hier der Gletscher sehr weit ins Vorland vorstieß und in einem sehr geräumigen Becken sich ausbreitete. Benachbart lag die Hauptstirn des Gletschers, dem der mächtige Gletscherbach entströmte, der im Weilhart eine ausgedehnte glazifluviatile Schotterflur (Sander) aufschüttete. Da flossen auch unter dem Gletscher (subglaziäre) Schmelzwasserströme, die dabei ein schönes Rinnensystem herausschnitten. Auch die Entstehung zahlreicher Oser, Kames und anderer Toteisformen hängt mit der Lage an der Hauptstirn zusammen, wie bereits 1924 C. Troll am Inn-Chiemsee-Gletscher so schön zeigte. Es ergibt sich also, daß gerade die nahezu mediane Lage des Ibmer Moos-Beckens besondere glazialgeologische Phänomene erwarten läßt.

Das Stammbecken des Salzachgletschers reichte von Golling bis Laufen (44 km). Während die meisten Zweigbecken schon von Salzburg ausstrahlen, zweigen vom Stammbecken noch weiter salzachabwärts einige Zweigbecken ab (Oichtental), und schließlich noch entfernter gabelt sich das Stammbecken wiederum in das Zweigbecken von Tittmoning und das des Ibmer Mooses. Es tritt

somit eigentlich keine fächerförmige, sondern vielmehr eine baumförmige Anordnung der Zweigbecken auf.

Der Untergrund

Das Becken des Ibmer Moores liegt auf einem Tertiärsockel. Zuoberst wird er gebildet von meist sandigem Ton bis tonigem Feinsand mit Schotterlagen z. T. mit mehreren Kohlehorizonten, die im benachbarten Bergwerk Trimmelkam abgebaut werden. Diese kohleführenden Süßwasserschichten sind dem Miozän (Helvet/Torton) einzuordnen. Nach unten folgen Quarz-Kristallin-Schotter mit dünnen Ton- und Sandlagen brackisch-marinen Charakters (Ostrea digitalina!). Diese „Sand-Schottergruppe" [F. ABERER & E. BRAUMÜLLER 1947] entspricht der „Sandstein-Sandmergelgruppe" F. TRAUBS [1945—1948], bildet vor allem den im S aufragenden Wachtberg und zieht sich längs des Oichten- und Enknachtales nordostwärts. Die marine Fauna und die Lage läßt auf einen Schwemmkegel eines alpinen Flusses schließen, der im Burdigal/Unterhelvet hier ins Schliermeer mündete. Zuunterst folgt graugrüner bis grauer Tonmergel mit Feinsandlagen, der „Schlier". Er ist marinen Ursprungs und gehört dem Burdigal an. Diese tertiären Schichten (Molasse) erreichen eine ungeheure Mächtigkeit von 3600 m.

Aufschlußreich ist die Morphologie des Tertiärsockels, wie er sich aus Bohrungen der letzten Zeit ergibt[1]. Daraus läßt sich feststellen, daß ein grundsätzlicher Unterschied besteht zwischen dem Sockel der hohen Altmoränen (Mindel- und Günzmoränen) und dem des Jungmoränenbereiches. Bei der Mindelmoräne des Adenberges liegt er bei Köhln in einer Seehöhe von 440 m, am Sperledter Rücken steigt er weiter nach S an (südl. Hart 460 m, Straße Wagenham-Landerting 510 m [L. WEINBERGER 1950, S. 178/79]). Demgegenüber liegt der Sockel des Jungmoränengebietes beträchtlich niedriger. Zwar liegen mir aus dem Zentrum des Ibmer Beckens keine Tiefbohrungen vor, wohl aber aus dessen Südrand: Seethal 415,6 m, 412 m, 418 m; Weitmoos 412 m, südl. Hütten/Holzhausen 417,35 m. Bemerkenswert ist ferner, daß diese durchschnittliche Sockelhöhe von rund 410—420 m nicht nur im Zungenbecken des Moores auftritt, sondern auch in dessen Jungmoränenumrandung: Geretsberg 413 m, Gundertshausen 423 m. Ja sogar unter den gesicherten Rißmoränen von Lohnsberg sö. Gilgenberg findet sich dieselbe Sockelhöhe von 422 m, worauf noch unten zurückzukommen sein wird. Die zahlreichen Kohlebohrungen im W des Ibmer Beckens auf der sog. Alten Platte lassen ein etwas höheres und bewegteres Relief erkennen. Hier haben wir an Sockelhöhen: Gumpling 419.45 m, 427,6 m; Markl 420 m; Steinl/Haigermoos 422 m; Haigermoos 433 m; Hähermoos 436,5 m; Diepoldsdorf 421,4 m, 448,6 m. Der Südteil dieser Alten Platte ist von merkwürdigen tiefen Rinnen durchfurcht: St. Pantaleon $< 307{,}5$ m; Roidham/St. Pantaleon < 335 m; Mühlbach/St. Pantaleon $< 361{,}4$ m; Pierach (Straße St. Pantalenon-Trimelkam) < 325 m. Da diese Alte Platte, die aus alteiszeitlichen Schottern und z. T. Moränen besteht, ein höheres Alter besitzt, ist deren höherer Sockel verständlich. Die tiefen Rinnen könnten als altpleistozäne subglaziäre Rinnen gedeutet werden.

Was besagen die Tertiärsockelhöhen für das Problem der glazialen Eintiefung? Der hoch aufsteigende Sockel der hohen Altmoränen steht in starkem Gegensatz zu dem der Jungmoränen und des Ibmer Beckens. Ersterer

[1] Für die Einsicht in die Bohrprotokolle bin ich Herrn Dr. F. ABERER von der Rohölgewinnungs-A.G. und den Herren von der SAKOG sehr zu Dank verpflichtet.

ragt um 30 bis 100 m über den letzteren auf. Mit der Basis der Alten Platte (420—450 m) scheint die Sohle der Mindelgrundmoränenlandschaft vorzuliegen. Der Mindelgletscher hat sich um ca. 60—90 m eingetieft. Dieser nicht geringe Betrag steht in schönem Einklang mit dessen großer Reichweite und der massigen Entwicklung der Endmoränen. Dagegen läßt die geringere Vorstoßweite und die schwächliche Entwicklung der Riß- und Würmmoränen eine geringere Eintiefung erwarten, die tatsächlich nur 10—40 m beträgt. Auffallend ist, soweit mir Bohrresultate vorliegen, daß kein Sockelhöhenunterschied besteht zwischen den Riß- und den Würmmoränen. Dies geht wieder ganz konform mit der durchweg gleichen Reichweite (die Rißmoränen tauchen streckenweise unter den Würmmoränen unter!) und der Endmoränenentwicklung [2]. Wesentlich ist, daß die Würmeiszeit gegenüber der Rißeiszeit keine namhafte Eintiefung des Tertiärsockels mehr brachte und auch das Ibmer Becken keine nennenswerte Eintiefung aufweist.

Die ältere eiszeitliche Beckenumrandung

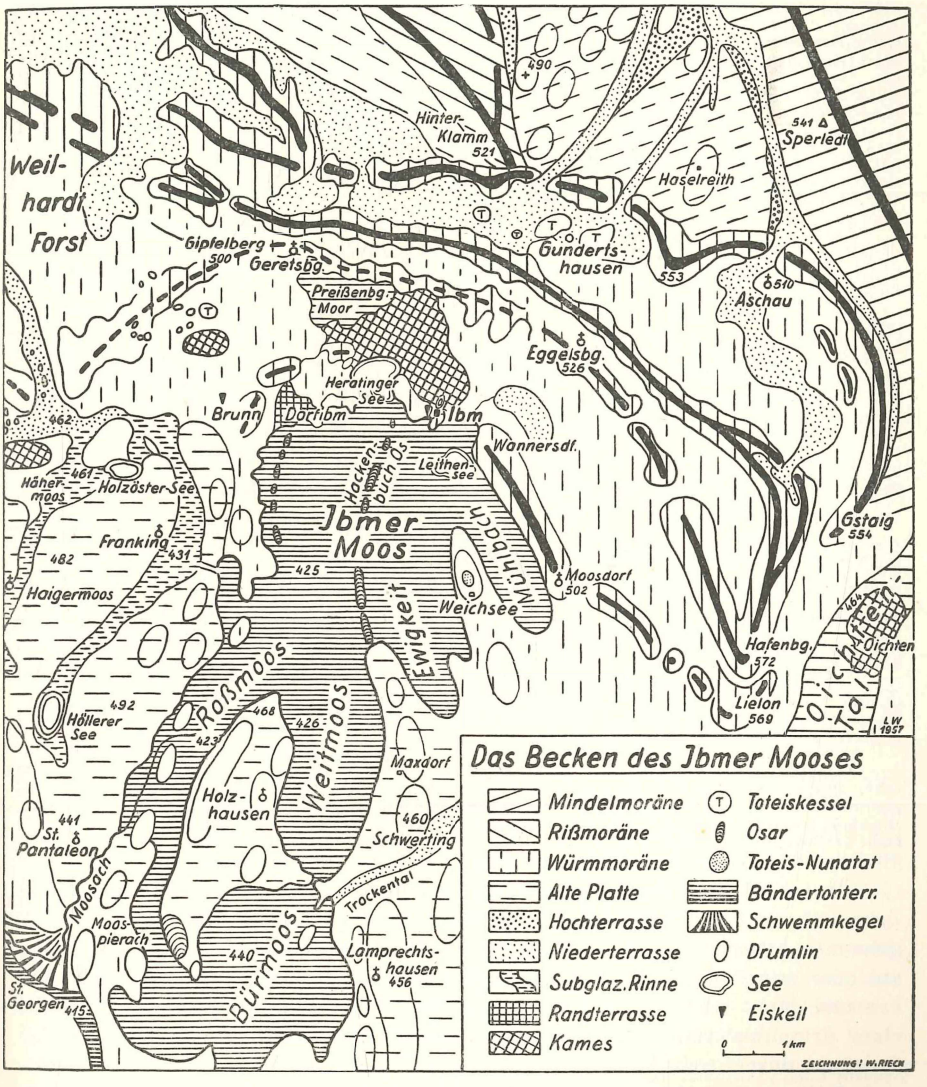
Steigt man auf einen Aussichtsberg, etwa den Gipfelberg (511 m), so hat man einen lehrreichen Rundblick. Im S senkt sich das Gelände zum weiten Becken des Ibmer Moores, das von den Bögen der Würm-Endmoränen umrahmt wird und auf dessen mittleren Wall wir stehen. Im W zieht sich der Forst des Weilhartes dahin mit seiner weiten Sanderfläche und den nordwestwärts weiterziehenden Würmmoränen. Im N streicht der Rißwall herein. Und fern am Horizont erblickt man die mächtige Mindel-Endmoräne.

Die Mindel-Endmoränen ziehen von Bayern über Burghausen, werden durch die Lücke des Weilhart-Sanders unterbrochen und setzen mit dem Adenberg (530 m) wieder ein. Sie ziehen dann geschlossen über Handenberg (501 m) zum Sperledter Rücken (541—673 m) gegen SE weiter.

Besonders beachtenswert ist der Verlauf der Rißmoränen, die aus zwei Wällen bestehen. Der äußere Rißwall kommt von Ach/Salzach bis Staudach (nördl. Hochburg) und zieht nach der Lücke des Weilhart-Sanders über Gilgenberg nach Hinterklamm, um sich hier mit dem inneren Rißwall zu vereinen, der im Weilhart unter den Jungmoränen hervorkommt und über Thann-Hochburg ostwärts zieht. Nach der Lücke des Weilhartes streicht er von Hub nach Hinterklamm. Der hier vereinigte, einheitliche Rißwall schwenkt nun auffällig scharf nach SE ein und taucht nordnordöstl. Gundertshausen neuerlich unter den Jungmoränen unter. Der weitere Verlauf der Rißmoränen ist daher unter den Jungmoränen zu suchen. Ein Aufschluß bei Wenigaschau läßt dies erkennen. Unter $^3/_4$ m rotbrauner Verwitterungsschichte liegt lockere Jungmoräne, etwas nordfallend. Darunter liegt geschichtetes, moränennahes Konglomerat, das sich dann gegen N in die Hochterrasse des Steckenbachtales fortsetzt. Hier liegt also unter der Würmmoräne ein Riß-Übergangskegel, in dessen Fortsetzung nach S die Rißmoräne zu suchen wäre. Diese begrabene Rißmoräne liegt vor bei den liegenden konglomerierten Moränen, die bereits E. BRÜCKNER [1886, S. 63/64] beschrieben hat. Er beobachtete in Aich (westl. Aschau) unter Jungmoräne 1 m Lößlehm und darunter die verfestigte Rißmoräne. Analoge Fälle fand er ferner bei Renzelshausen, nördlich Gampern (bei Feldkirchen). Der begrabene Rißwall

[2] Diese morphologischen Ähnlichkeiten von Riß- und Würmmoränen dürfen aber keinesfalls dazu verleiten, in den Rißmoränen etwa Altwürm zu sehen o. ä. oder dahin auszulegen, daß die Altersstellung beider Moränentypen unsicher sei. Das Alter der Riß- und der Würmmoränen ist durch deren einwandfreie Verknüpfung mit den entsprechenden Schottern gesichert (vgl. L. WEINBERGER 1950).

dürfte ziemlich nah unter dem äußeren Würmwall liegen. Die auffallend breite, ausgeglichene Form der Jungmoräne nördl. und östl. Feldkirchen wird wohl von der Überfahrung der Rißmoräne herrühren. Wichtig ist auch die Erscheinung, daß gerade im Rißmoränenknick bei Gundertshausen ein mächtiger Hochterrassenstrom wurzelt, der die Mindelgrundmoränenlandschaft südl. Fillmannsbach überflutete, so daß nur mehr die drumlinisierten Grundmoränenhügel über



die Hochterrassenfläche aufragen. Der Hochterrassenstrom durchbrach die Mindelmoräne beim Handenberger Durchbruchstal und ergoß sich auf die weite Hochterrassenflur von Schwand. Daß dieser sehr bedeutend war, ersieht man aus dem mächtigen Schwemmkegel, der nördl. des Durchbruchstales ansetzt. Die Isohypsen des Schwemmkegels lassen dies recht schön erkennen [L. WEINBERGER 1950, Fig. 1].

Am Westrand des Ibmer Mooses steht ein Streifen Altmoränen an, der gegen NNE zieht.

Bei der Furthmühle steht beim künstlichen Durchbruch in 430 m Seehöhe unten konglomerierte Altmoräne mit gekritzten Geschieben an. Seitlich und darüber liegt tonige Würmmoräne mit sehr groben Flyschblöcken. In Aich (südwestl. Franking, P. 476) ragt eine Moränenkuppe auf, die unten gestauchte Altmoräne zeigt, deren Geschiebe zu mehr als die Hälfte aus Kristallin bestehen und deren Sandlagen schön gefaltet sind. Darüber lagert Jungmoräne. Am Nordwestende des Holzöstersees und beim Ort Holzöster sieht man konglomerierte gebankte Altmoräne mit gekritzten Geschieben und wieder darüber Würmmoräne. Östl. Pimbach ragt in 470 m Höhe eine Kuppe auf, die unten eine konglomerierte, wirr gelagerte Altmoräne mit mehr als $^2/_3$ Kristallin- + Quarz-Geschieben und darüber 1,5 m tonige, dicht gepreßte Würmgrundmoräne zeigt. Nördl. Werberg liegt im Wald in ca. 470 m Höhe ein Aufschluß. Zuoberst sieht man 2 m Jungmoräne mit bis zu 1 m³ großen Gosaukonglomeratblöcken und unten eine Altmoräne mit undeutlich geschrammten Geschieben, die etwas kleiner sind als die der Hangendmoräne. Eingelagerte Tonbänder, die gefaltet und gefältelt sind, lassen eine Stauchung von S erschließen. Altmoränen finden sich ferner in Reith, nordwestl. Holzhausen und am Bladenbach nordöstl. Jauchsdorf. Auf dem Sporn des Lielonberges (ö. P. 561) hat sich im Lee der Kuppe gleichfalls eine konglomerierte Altmoräne erhalten. Sie ist etwas gebankt, dabei schwach ostfallend und besteht fast ganz aus Kalken und Flysch. Das Material ist gröber als das der Jungmoräne, die im Luv der Kuppe ansteht und ähnliche Struktur aufweist.

Es ist auffallend, daß gerade am Westrand des Moores ein Streifen Altmoräne auftritt. An anderen Stellen der näheren Beckenumrandung konnte trotz zahlreicher Aufschlüsse keine Altmoräne gefunden werden. Die Ursache ist darin zu suchen, daß im Altmoränenstreifen die glaziäre Erosion sehr zurücktrat und somit die Altmoräne erhalten blieb. Und warum trat hier die Glazialerosion zurück? Wie schon früher beschrieben [L. WEINBERGER 1952] ist westl. des Ibmer Beckens ein subglaziäres Rinnensystem eingeschnitten, das an der Stelle liegt, wo die mittleren Jungendmoränen scharf nach S eingekerbt sind. Diese Einkerbung ist eine Gletschernaht zwischen 2 Eisloben und damit eine Zone geringerer Eisgeschwindigkeit und verminderter Glazialerosion.

Aber nicht nur die Altmoräne blieb dadurch erhalten, sondern auch die Alte Platte [L. WEINBERGER 1952]. Es ist dies ein Gebiet von Konglomeraten, wahrscheinlich mindeleiszeitlichen Alters (E. BRÜCKNER kartierte sie 1886 als Niederterrasse!). Sie treten als geschichtete Schotter auf, gehen aber z. T. nach oben in Moräne über. Die Geschiebe bestehen zu $^1/_2$ bis $^2/_3$ aus Kristallin + Quarz und unterscheiden sich dadurch stark von den Jungmoränen, die nur zu 30% aus diesen Gesteinen bestehen. Stellenweise ist meist nordfallende Schrägschichtung zu beobachten.

Es sollen hier nicht alle Aufschlüsse beschrieben werden. Sie gleichen einander ohnehin alle sehr. Nur die Orte mit Aufschlüssen aus der Umgebung des Ibmer Beckens seien aufgezählt: Schnaitelberg (Nordwestfuß, 450 m H), Furthmühle (445 m), östl. Haigermoos (um 480 m), Buchholz (nördl. P. 450), östl. und nördl. Holzhausen (440—450 m), westl. Kröng (440 m), südl. Steinwag (um 440 m), Straße Steinwag—Loibersdorf (450 m), Schwerting (442 m), Straße St. Pantaleon—Roding (um 440 m), Bahnhof Lamprechtshausen (P. 440).

Überblickt man diese Vorkommen, so sieht man, daß der südliche und westliche Rahmen des Ibmer Beckens dieser Alten Platte angehört und die vorhin genannte Altmoräne der östlichste Streifen dieser Platte ist. Ob die Altmoräne an- oder aufgelagert ist oder gar daraus hervorgeht, muß dzt. noch offen bleiben und damit auch deren Alter. Morphologisch bietet die Alte Platte das Bild einer drumlinisierten Hochfläche, die von mehrfachen N bis NE verlaufenden Talzügen durchfurcht ist. Die westlichen, schmalen Talzüge mit Seen (Holzöster- und Höllerer-See) konnten als würmeiszeitliche subglaziäre Rinnen erkannt werden [L. WEINBERGER 1952]. Auffallend ist ferner der im S des Beckens liegende Riedel von Holzhausen, der auch aus den konglomerierten Schottern der Alten Platte besteht, die hier allseits in die Luft ausstreichen. Er taucht im S aus der Grundmoränenlandschaft heraus, steigt gegen N an, wo er dann plötzlich abbricht. Die Oberfläche ist drumlinisiert und von Alt- und Jungmoräne

bedeckt (Reith 394 m). Hingewiesen sei vorerst nur auf die ihn beiderseits begrenzenden vermoorten Talzüge des Roß- und Weitmooses.

Die jüngere eiszeitliche Beckenumrandung

Diese wird gebildet von den Jung-Endmoränen der Würmeiszeit. Bekanntlich ist die Gliederung der Würmeiszeit ein sehr umstrittenes Kapitel [vgl. z. B. H. GROSS 1956; P. WOLDSTEDT 1956]. An dieser Stelle sei nicht weiter versucht, in diese Problematik einzugreifen, vielmehr sei nur eine Darstellung der Endmoränenlagen gegeben. Dabei wird von außen nach innen zum Beckenrand fortgeschritten.

Allgemein ist zu sagen, daß die Jungmoränen noch ganz ihr jugendliches Aussehen bewahrt haben. Die Formen wirken noch so, als ob der Gletscher erst kürzlich gewichen wäre. Die Wälle mit ihren oft steilen Hängen sind erst spärlich von Bächen zerschnitten. Die Moränen sind mit ihren vielen Kuppen und Mulden recht unruhig gestaltet. Toteiskessel sind eingesenkt; häufig liegt grobes Blockwerk herum. Die ausgleichende Tätigkeit folgender Kaltzeiten [Kryoplanation: K. BRYAN, C. TROLL 1948] konnte noch nicht wirken. Die Kürze der seither verflossenen Zeit zeigt sich auch in der mangelnden Verfestigung des Materials. Eine Löß- bzw. Lößlehmdecke fehlt. Vereinzelt führt die Jungmoräne Kohlengeschiebe (Moosachtal bei der Sieglmühle nördl. St. Georgen und bei Mühlberg; Sackgraben bei Ibm).

Im Weilhart verborgen und schwer zu fassen sind einzelne Moränen, die ihrem Charakter nach zu den Würmmoränen gehören, aber doch vor dem geschlossenen äußeren Würmwall liegen. Dieser Weilharter Vorwall ist von den Schmelzwässern der späteren Würmwälle angeschnitten worden. Er wäre zu vergleichen mit der Unterweißenkirchener Außenphase am bayerischen Flügel des Salzachgletschers [E. EBERS 1955 a, S. 57; 1955 b, S. 30/31] bzw. mit den Ayinger Moränen des Inngletschers [C. TROLL 1924, S. 47]. Weiter östlich sind die Moränen des Weilharter Vorwalles nicht mehr vorhanden; es handelt sich also um eine ephemere, vorübergehend vorgeschobene Eisrandlage.

Es folgt nunmehr ein geschlossener Würmwall, den wir als äußeren oder Aschauer Würmwall bezeichnen wollen. Typisch für ihn ist, daß aus ihm durch Übergangskegel verbundene Niederterrassenstränge hervorgehen, ferner, daß er durch zahlreiche Durchbruchstäler unterbrochen ist, durch die die Niederterrassenstränge hindurchziehen, die im mittleren Würmwall wurzeln. Solche Niederterrassen-Durchbruchstäler finden wir im Weilhart, östl. der Fieberkapelle, südöstl. Hinterhof, nordwestl. und nordöstl. Grunderthausen, bei Aschau. An der Stirnseite des Gletschers treten sie zahlreich und breit angelegt auf, verlieren aber immer mehr an Zahl und Breite nach den Flanken des Gletschers zu. Hier zeigt sich deutlich der ursächliche Zusammenhang mit der Mächtigkeit der Schmelzwasseraustritte des Gletschers.

Der Aschauer Würmwall zieht durch den Weilhart, streicht, mehrfach unterbrochen, über Heimhausen (nördl. Gundertshausen) und macht bei Weilbuch einen Knick gegen S, der durch den bei Haselreith aufragenden Mindelmoränensporn (Höhe über 520 m) bedingt ist. Der Würmwall zieht dann weiter über Aschau — östl. Feldkirchen gegen Gsteig (554 m), dabei immer mehr an Höhe gewinnend. Gsteig bildet einen Sporn zwischen den Zweiggletschern des Ibmer Mooses und des Oichtentales.

Wichtig sind die Vorkommen von Lößlehm unter diesem Würmwall. Schon E. BRÜCKNER [1886, S. 63] beschrieb ein 1 m mächtiges Lößlehmvorkommen unter Würmmoräne bei Aschau und bei Gampern östl. Feldkirchen [vgl. auch PENCK-BRÜCKNER 1909, S. 155/56]. Die alten Aufschlüsse sind heute weitgehend verfallen. E. EBERS erwähnt 1955 [S. 102] einen Neufund zwischen Haselreith und Haunsberg (nordöstl. Gundertshausen). Ein neuerer Aufschluß bei Wenigaschau zeigt an der Basis einen Riß-Übergangskegel, darüber $^3/_4$ m rotbraunen Lehm und dann Jungmoräne mit gekritzten Geschieben. Diese Lehme unter dem äußeren Würmwall besitzen also regionale Verbreitung. Da Löß nur in Kaltzeiten entstehen kann, muß der zwischen der Riß- und der Würmmoräne liegende Lehm einer Kaltzeit zugeschrieben werden, die zwischen der Rißeiszeit und der Bildungszeit des äußeren Würmwalles liegt. Nun liegt aber über dem Lehm keine Rißmoräne mehr, sondern nur Jungmoräne. Wir müssen daher diesen Lehm dem Altwürm zuschreiben. Dieser Zeit kann also der äußere Wall nicht zugeschrieben werden, sondern dem folgenden Hauptwürm [H. GROSS 1956; E. EBERS 1955]. G. GÖTZINGER [1936, S. 125] reiht aber den äußeren Würmwall dem Altwürm ein, und zwar wegen seiner angeblichen stärkeren Verfestigung, die ich aber nicht bestätigen kann.

Im mittleren oder Eggelsberger Wall wurzelt gleichfalls eine Niederterrasse, die zuerst zwischen dem äußeren und dem mittleren Wall eine Strecke peripher fließt, dann durch den äußeren Würmwall durchbricht und eine etwas tiefere Niederterrasse bildet. Die periphere Talflur ist reich mit Toteiskesseln und -wannen durchsetzt (um Gundertshausen). Es ist das letzte Stadium eines Eishaltes, d. h. des Hauptwürm. Dies geht hervor: a) aus der Erscheinung, daß dies der letzte Wall ist, aus dem eine Niederterrasse hervorgeht, b) dieser Wall biegt im W kerbenförmig gegen S ein und bildet dort das Tor für die große subglaziäre Rinne, die den weiten Sander des Weilhartes aufschüttete. Bei den nach innen folgenden Wällen wurzeln keine Sander mehr. Sie weisen vielmehr Eiszerfallsformen auf. Mit diesem mittleren Wall schließt also das Hochwürm ab. Alle weiteren Wälle beckeneinwärts sind spätwürmzeitlich.

Der mittlere Würmwall zieht von der Einkerbung der subglaziären Rinne im Oberen Weilhart gegen NE zum Gipfelberg bei Geretsberg, über Weinberg, knapp nördl. Eggelsberg, immer mehr nach SE umbiegend. Er gabelt sich bei Öppelhausen in einen Doppelwall mit je einer Niederterrasse, beide zentrifugal gerichtet. Bei St. Johann vereinigen sich die Wälle wieder und gipfeln im Sporn des Hafenberges (572 m), der ins Oichtental scharf abfällt.

Noch weiter beckeneinwärts liegt der innere oder Vormooser Würmwall. Er ist nur mehr an der Ostflanke schön entwickelt und löst sich gegen die Stirn des Beckens immer mehr in einzelne Hügel und Kuppen auf, ja wird stellenweise ganz unkenntlich. Die Stirn ist reich an Eiszerfallsformen. Der Wallverlauf zeigt vielfach eiswärts gerichtete Einbuchtungen, die auf Toteiswirkung zurückgeführt werden und die von FOSTER FLINT 1929 als „ice contact slope" beschrieben wurden. H. BOBEK hat 1935 ähnliche Gebilde als Eiszerfallsformen vom inneralpinen Inntal beschrieben, so wie auch C. TROLL aus Bayern (1936, 1937, 1938). Eine Niederterrasse wurzelt nicht mehr in diesem Wall. Die Entwässerung erfolgt nunmehr beckeneinwärts (zentripetal). All dies zeigt uns, daß der innere Wall verschieden ist von den beiden bisherigen Hauptwällen. Wir schreiben ihn daher dem Spätglazial zu. Allerdings ist noch zu

sagen, daß einzelne Teilstücke, namentlich an der Ostflanke (Höpfling-Maindelsberg-Vormoos) einen verschliffenen Charakter haben, was darauf schließen läßt, daß stellenweise ältere Moränenkerne darunter liegen, die vom Gletscher überfahren und verschliffen wurden. Der Vormooser Wall ist im W. (südl. Geretsberg) sehr verschwommen, da Kamesbildungen alles maskieren. Im weiteren Verlauf gegen E wird er südlich Eggelsberg immer markanter und streicht dann über Höpfling-Stadel-Vormoos (529 m), gabelt sich bei Schönberg und endet am Sporn des Lielonberges (560 m). Öfters treten in diesem Wall kleine isolierte Moränenkuppen auf. So zeigt ein solcher bei Vormoos (P. 528) $> 3/4$ Kalke, reich an Kritzern, z. T. recht grob und kantig, die in einem sandigtonigen Grundmoränenmaterial liegen. Teilweise aber finden sich Sande mit gletscherauswärts fallender Schrägschichtung, die an der Oberfläche diskordant abgeschnitten ist. Andernorts (südöstl. Eggelsberg, nordöstl. Pippmannsdorf) sieht man auch antiklinale Schichtung. Sie gleichen etwa den von C. TROLL 1924 aus dem Inngletscher erwähnten Radialhügeln in der Endmoränenlandschaft, treten aber isoliert auf und fallen allseits steil ab. Ihre Zusammensetzung aus Grundmoränenmaterial und glazifluviatilen Sanden deutet auf Entstehung beim Eiszerfall hin und nähert sie damit den Kames.

Diese 3 Endmoränenwälle ziehen als eindrucksvolle Bögen um die Stirn und die Ostflanke des Ibmer Beckens.

Bei Moosdorf tritt aber noch ein Stück eines recht eigenartigen Moränenrückens auf [Luftbild bei H. GAMS 1943 b, Tafel XXXVI]. Er zieht östlich Ibm über Wannersdorf — westl. Habersdorf — nördl. Einsperg über Moosdorf und setzt sich noch gegen SE fort über Jederndorf—Scherhaslach und erreicht eine Länge von gut 4 km. Eindrucksvoll ist der breite, verschliffen aussehende Rücken mit den einzeln aufgesetzten Moränenhauben, die durch Waldschöpfe noch mehr akzentuiert sind. Interessant sind auch die Aufschlüsse.

Bei Habersdorf bietet sich folgendes Bild [L. WEINBERGER 1955, S. 25/26; W. DEL-NEGRO 1956, S. 54, Tafel S. 58/59]. Im Hangenden steht eine frische, 3—4 m mächtige, geschichtete Schottermoräne an mit verwaschen geschrammten Geschieben. Darunter folgt eine grobe Blocklage, bestehend aus Gosaukonglomeraten u. ä., auch ältereiszeitlichen Konglomeraten. Im Liegenden sieht man 12—15 m tonigsandige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben, etwas südfallend (schräggeschichtet). Das Korn ist bedeutend gröber als im Hangenden. Auffallend sind die Verfestigungskerne, wie überhaupt die Liegendmoräne als Ganzes beginnende Verfestigung zeigt, wie sie in jungen Moränen nicht zu finden ist. Die verfestigte Liegendmoräne ist bei Scherhaslach wieder zu sehen.

Diese Wallform schließt eine Toteisbildung oder andere Rückzugsbildung aus. Die Deutung geht m. E. dahin, in der Liegendmoräne einen altwürmeiszeitlichen Kern zu sehen, der einen Endmoränenwall bildet, der später überfahren und verschliffen wurde und dem schließlich die Deckmoränenhauben aufgesetzt wurden. Diesen Moosdorfer Moränenzug möchte ich somit als überfahrenen Altwürmwall ansehen und dem Tenglinger Stadium [E. EBERS 1955] gleichsetzen. W. DEL-NEGRO [1955, S. 103/04; 1956 b, S. 35] hat ähnliche Verhältnisse aus dem Süden des Salzachgletschers (Wallersee-Becken) beschrieben. In anderen Teilen des Salzachgletschers gibt es keine Trennung von Ölkofener und Tenglinger Phase. Es gibt also immer Abweichungen!

Folgende Tabelle mag die Jungmoränenwälle des Ibmer Beckens zusammenfassen und vergleichen:

		Ibmer Moos	Westlicher Salzachgletscherteil (E. EBERS)	Inngletscher (C. TROLL u. a.)
Altwürm		Moosdorfer Moränenzug	Tenglinger Stadium	Überfahrenes W I-Stadium
Hauptwürm	Hochwürm	Weilharter Vorwall	Unterweißenkirchener Außenphase	Ayinger Außenphase
		Äußerer Würmwall (Aschauer Würmwall)	Nunreuther Hauptphase	Kirchseeoner Stadium
		Mittlerer Würmwall (Eggelsberger Wall)	Radegunder Hauptphase	Ebersberger Stadium
	Spätwürm	Innerer Würmwall (Vormooser Wall)	Lanzinger Phase	Ölkofener Stadium
		Eiszerfallsphase	Tittmoninger Eisstausee u. a. Seen	Eiszerfallsphase
				Rosenheimer See
		Rückzugsmoränen (Maria Bichl Eugendorf) Eisseen	Rückzugsmoräne von Pfarrhof	Rückzugsmoräne von Stephanskirchen

Die innere Umrahmung des Ibmer Beckens weist vielerorts Spuren von Oszillationen des Eisrandes auf.

Am Straßenneubau Geretsberg-Werberg waren in 460 m Höhe Sandlagen erschlossen, die gegen NE gefaltet waren. Ebenso zeigte bei Mühlberg eine steile Kuppe gestauchte Schottermoräne. Am Hang südl. Beckenberg waren Sande und Schotter mit undeutlich geschrammten Geschieben zu sehen, die von S her gestaucht wurden. Auf der Südseite des Hügels von Seeleithen ist schottrige Grundmoräne mit gefalteten Tonbändern, darunter liegen etwas verfestigte Schotter, die älter sein dürften. Nördl. Ibm ist eine Jungmoräne aufgeschlossen, die im westl. Teil eine gestörte antiklinale Schichtung aufweist.

In allen Fällen zeigt sich, daß die hier in Loben aufgelöste Gletscherstirn einen allseitigen Druck ausübte, der die Stauchungen an der Stirn und an den Flanken des Lobus verursachte. Zur Bildung ausgesprochener Stauchmoränen reichte der Eisdruck aber nicht aus, nur zu Schichtstörungen.

Die südl. und westl. Umgegend des Ibmer Beckens ist der Form nach eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft (E. BRÜCKNER faßte diese Drumlins als Rundhöcker auf [1886, S. 82]; A. PENK [1909, S. 156] schreibt schon von Drumlinzonen). Auffallend ist die Anordnung der Drumlins zu Drumlinzügen. Der östlichste Drumlinzug zieht von Asten-Wildmann-Purkern nach Weichsee. Besonders in die Augen springend ist die Stauwirkung eines Tertiärspornes, des Wachtberges (P. 511 und P. 483). Im Lee dieses Spornes zieht ein langer Grundmoränenschweif dahin als Folge der „Cray and tail"-Wirkung. „Die S—N-Erstreckung gibt die Strömungsrichtung des Gletschers an, der zwischen den Zweigbecken des Oichentales und des Ibmer Mooses anstieg, was im Verein mit der Bremsung durch den Wachtbergsporn zur Ausfällung des Moränenmaterials führte. Diese verstärkte Bremsung bewirkte die Aufschüttung des langgestreckten Innenmoränenrückens, während die geringe an den Seiten zur Drumlinisierung führte. In der Höhe von Lamprechtshausen gabeln sich die Innenmoränenrücken in mehrere Drumlinreihen auf, deren Richtung sich aus der Interferenz der durch die beiden Becken vorgeschobenen Eismassen ergibt"

[L. WEINBERGER 1955, S. 24]. Einer dieser Drumlinzüge zieht über Lamprechtshausen—Schwerting—Maxdorf und in dessen Fortsetzung liegt das schöne Os von Hackenbuch. Schön ausgeprägt sind ferner die Drumlins von Holzhausen sowie die des Roßmooses. Eine andere Drumlinreihe zieht von Ölling über Boding-Holmberg — östl. Steinwag-Eggenham-Buch. Diese Drumlins bestehen teils aus Würmgrundmoräne (Boding), teils aus schwach konglomerierten Schottern (Ölling). Weiter im W liegt noch der Drumlinzug, der von P. 452 südl. St. Pantaleon über Steinwag-Eisengöhring zieht. In ihrem Verlauf zeigen diese Drumlinzüge deutlich die Strömungsrichtung des Eises an. Überblickt man die Drumlinreihen, so bemerkt man an den SE- und SW-Rändern des Beckens radiale Zonen stärkster Drumlinausprägung, die zusammenfallen mit radialen Zonen maximaler Mittelmoränenablagerung, ganz so wie es R. v. KLEBELSBERG 1913 für Oberbayern beschrieb. Diese Drumlin-Mittelmoränen-Zonen ziehen bis zu den Endmoränen, wo diese dann ebenfalls maximale Höhen erreichen: Im NW des Ibmer Beckens der Gipfelberg (514 m), im SW der Lielonberg (560 m). Bei einem weiteren Vergleich der Drumlinzüge um das Ibmer Becken mit den benachbarten des Oichten- und Salzachtales erkennt man auch, daß die des Ibmer Beckens eigentlich nur sekundär zwischen den Nachbarzügen eingeschaltet sind. Daraus folgert eine schwächere Eiszufuhr ins Ibmer Becken, was die nicht so erhebliche glaziäre Eintiefung erklärt.

Die Becken werden von Hügelreihen gequert. Zwischen Weitmoos und Bürmoos liegt eine Zone kleiner Hügel ohne Aufschlüsse, so daß man über deren Natur wenig sagen kann. Möglicherweise handelt es sich um Randmoränen [J. J. SEDERHOLM 1889; V. TANNER 1938, S. 539/40], d. h. um wallförmige Eiskontaktablagerungen aus Moränenschutt und geschichteten glazifluviatilen Schottern.

Ein größerer halbkreisförmiger Wall zieht noch weiter südlich bei Oberndorf von Maria Bichl (434 m) über Bichlhaiden—Loiperding—Spöcklberg, leider wieder ohne Aufschlüsse. Nach E. SEEFELDNER [1929, S. 87] und G. GÖTZINGER [1936, S. 129] ist es ein Rückzugswall, der wegen seiner Lage zwischen Zweig- und Stammbecken dem Ammersee = Stephanskirchener Stadium [C. TROLL 1925, S. 291] zugeschrieben wird.

Der Eiszerfall

Besonders am Nordrand des Ibmer Beckens häufen sich die Bildungen der Eiszerfallsphase, die geradezu eine Eiszerfallsfront bilden. An Stelle des normalen Eisrückganges als geschlossene Front unter Bildung von durchziehenden Endmoränenwällen tritt im Laufe des Spätglazials eine rasche Eisfrontauflösung unter Abgliederung stagnierender Eismassen, was wir mit C. TROLL [1936, 1937 a, 1938] als Eiszerfall bezeichnen. Schon früher [L. WEINBERGER 1938] wurden solche Formen vom Ibmer Becken beschrieben; sie sollen nunmehr ergänzt und eingeordnet werden. Auch hier bestätigt sich die Regel, daß Eiszerfallsformen gerne an der Stirn von Zweigbecken auftreten. Die Ursache hiefür ist mehrfach. Zunächst einmal ist die Gletscherstirn am empfindlichsten für Klimaschwankungen, die sich hier verstärkt als Oszillationen des Eisrandes äußern. Klimabesserungen führen alsbald zum Eisrückgang unter Abgliederung von Toteis, wie es jetzt die alpinen Gletscher in kleinerem Maß vor Augen führen. Ferner ist hier schuttbeladenes Schmelzwasser reichlich zu finden, das die Formen im Negativ konserviert.

An Eiszerfallsformen finden sich im Ibmer Becken:

A. Rand-Toteisformen = Eiszerfallsformen, die gebildet wurden durch Toteis i. e. S. [vgl. C. TROLL 1938, S. 160], d. h. durch abgestoßene Eismassen geringerer Größe. Diese wurden am Eisrand abgegliedert, also paraglazial [R. v. KLEBELSBERG] oder marginal [L. WEINBERGÉR 1948, s. 4].

1. Toteiskessel (Sölle). Sie sind dadurch entstanden, daß kleinere Eiskörper abgetrennt und zugeschottert wurden. Mit dem Abschmelzen des Eises sackte der Schutt ein und bildete eine Mulde, die heute vielfach von einem Tümpel oder Kleinmoor eingenommen ist. Solche Toteiskessel finden sich nicht nur an der eigentlichen Eiszerfallsfront, sondern auch an allen Würmwällen und den dazwischen liegenden peripheren Talungen z. B. bei Gundertshausen. Derart kleine Toteisabgliederungen fanden also in jedem Stadium statt.

2. Eiskontakthänge [„ice contact slope", FOSTER FLINT 1929] sind unregelmäßige Steilhänge gegen die Eisfront. Sie sind typisch entwickelt nördl. des Heratinger Sees, dessen Mulde wohl auch schon als Toteiskessel anzusprechen ist.

3. Randterrassen sind Schotterterrassen, die eiswärts unvermittelt abbrechen. Vor der einstigen Eisfront wurde in das randliche Schmelzwasser Gletschermaterial abgelagert. Der Terrassenrand ist der einstige Eisrand. Eine schöne Randterrasse ist bei Dorfibm (Höhe 430 m) zu erkennen. Der nördl. Teil der Terasse ist mehr unruhig geformt (verkesselt) und wird gegen S, also eiswärts, ebener und bricht dann mit einer scharfen Kante zum Moor ab. Im N geht sie schließlich in Moräne über; im W wird sie durch ein jüngeres Tal durchzogen. In etwa gleicher Höhe liegt beim Orte Ibm ein flaches Tal, das zwischen Kames eingesenkt ist und in dem der Ibmer See liegt, der wohl gleichfalls in einem Toteiskessel liegt. Der anscheinend natürliche Abfall des Dammes südlich des „Sees" und die ebene Talfüllung sprechen gleichfalls für eine Randterrasse.

4. Kames sind wirr angeordnete Schotterrücken und -kuppen. Sie entstanden durch Aufschüttung fließenden Schmelzwassers zwischen Toteisklötze. Als später die Toteisklötze wegschmolzen, blieb die Schotterfüllung in den Eislücken als Negativ erhalten. Als glazifluviatile Bildung weisen die Kames eine Schichtung auf, die oftmals schalig angeordnet ist. Daß das Material gletschernah abgelagert wurde, ist zu erschließen aus den verwaschenen Schrammen an den Geschieben. Eine klassische Kameslandschaft findet sich im Gelände nördl. und nordwestl. Ibm. (Nur die Hänge westl. und südl. des Ortes sind Moränen).

Gleich knapp nördl. des Ortes zeigt ein Rücken verwaschen geschrammte Gerölle in antiklinaler, hangparalleler Schichtung. Das Korn ist fein und nimmt nach unten an Größe zu. Zu unterst liegen gewellte tonige Bändersande. Der Hügel nordwestl. P. 456 zeigt schräggeschichtete Sande. Der Hügel P. 456 selbst hat drei Aufschlüsse mit antiklinaler, hangparalleler Textur. Das Geröll ist gut gewaschen und sortiert, zeigt auch verwaschene Schrammen. Es kreuzen sich hier mehrere Rücken zu einem Kamesnetz. Eine Brunnenbohrung ergab hier 24 m Schotter. Ein Aufschluß nördl. der Straße Ibm—Heratinger See weist antiklinale, gefältelte Feinsande auf mit eingequetschten Sandlinsen. Die Schichtung ist wieder der Oberfläche parallel. Die gut gewaschenen und sortierten Schotter beginnen sich zu verfestigen, was auf leichte Luft- und Wasserzirkulation zurückzuführen ist. Knapp südl. dieser Straße sieht man in einem anderen Kameshügel hangparallele, geschichtete Schotter. Ein Aufschluß schräg oberhalb des vorigen erschließt Kamessande und -schotter mit unregelmäßiger Schichtung. Zumeist ist es eine wechselnde Schrägschichtung, die antithetische Verwerfungen (Sprunghöhe ½ m) aufweist. Diskordant darüber liegen ungestörte Schotter. Hier handelt es sich um einen supraglaziär entstandenen Kames [vgl. G. KELLER 1952], d. h. ursprünglich war ein Schmelzwasserlauf da, der sich auf der Oberfläche des Gletschers eingeschnitten hatte und der den liegenden Teil des Aufschlusses ablagerte. Nachher schmolz das Eisbett bis zum Untergrund ein, und die eingelagerte Füllung legte sich auf den Boden auf, wobei es zu den Schichtstörungen kam. Darüber lagerten sich die hangenden ungestörten Schotter ab. Länger bekannt sind die Kames vom Werberg (nordwestl. Ibm), die gleichfalls antiklinal geschichtete Schotter und Sande zeigen [L. WEINBERGER 1938, S. 14]. Ferner liegen noch nordöstl. Ibm in 440 m mehrere Rücken mit antiklinal geschichteten Schottern. Nördl. Mühlberg zeigen einige Rücken sowohl morphologisch als auch stratigraphisch Übergänge von Moränen zu Kames, und zwar bezeichnenderweise beckenwärts nimmt der Kamescharakter zu. Östl. P. 458 liegt ein Kames mit antiklinalen Feinsanden. Auch

Straßeneinschnitte von Mühlberg gegen P. 451 und am Hügel nördl. des Bades am Heratinger See schließen Kamesschichtung auf. Der Nord-, Ost- und Südrand des Preißinger Moores (nördl. des Heratinger Sees) ist von Kamesbildungen eingenommen. Ja, die ganze Gegend von Ibm und nördl. des Heratinger Sees bis zum Preißinger Moor ist eine geschlossene Kameslandschaft [Luftbild bei H. GAMS 1943 b, Tafel XXXVII]. Die schön gewaschenen Schotter und Sande werden in letzter Zeit stark abgebaut, so daß leider mit dem Verschwinden gar mancher Kames gerechnet werden muß.

B. Becken — Toteisformen. Sie entstanden im Stamm- oder Zweigbecken bei stagnierendem Gletscher, d. h. eines nicht mehr im Bewegungszustand befindlichen und nicht mehr ernährten Gletschers oder einer größeren Eismasse.

1. Oser = langgezogene, eisenbahndammförmige Wälle, die aus horizontal oder antiklinal geschichteten Schottern bestehen. Über die Entstehung der Oser gibt es vielerlei Theorien [vgl. hierzu R. v. KLEBELSBERG 1948; P. WOLSTEDT 1954; L. WEINBERGER 1957 b, S. 35—37]. Allen gemeinsam ist die Vorstellung, daß die Oser in einem großen toten Eiskörper durch Aufschüttung gebildet wurden, wobei das Schmelzwasser entweder auf (supraglaziär), in (inglaziär) oder unter (subglaziär) dem Gletscher den Schotter ablagerte.

Ziemlich durch die Mitte des Ibmer Mooses zieht sich in N-S-Richtung das schöne, große Os von Hackenbuch, das etwa 1937 von H. GAMS entdeckt wurde [C. TROLL, 1937 b, S. 269; H. GAMS 1947, S. 294; L. WEINBERGER 1938, S. 14; 1939, S. 186; 1955, S. 17; 1957 b, S. 34, 36].

Das eigentliche Os ist 2 km lang (mit dem Moränenrücken im S $>$ 3 km) und besteht aus sechs Teilstücken. Der Aufschluß bei der Torfreißerei in Hackenbuch ist verfallen; ein weiterer gegen N zeigt antiklinale Schotter, die oberflächlich diskordant abgeschnitten sind. Hier ist das Korn recht fein. Der große Aufschluß bei der Meierei zeigt wiederum die antiklinale, gegen die Oberfläche diskordante Schichtung (infolge Abtragung nach der Ablagerung, wahrscheinlich Abrutsch bei der Seentleerung). Das Material ist schottrig-sandig mit feinem bis mittlerem Korn. Namentlich gegen die Basis wird das Material moränenartig, weist Schrammen auf und führt grobe Kalkblöcke (bis ½ m lang). Es liegt hier aufgepreßte Grundmoräne vor, über der ein Mantel glazifluviatilen Materials gebreitet ist. Ein weiterer Aufschluß im S (südl. P. 424) zeigt ausgesprochen tonige Grundmoräne mit schön geschrammten Geschieben. Der Ton zeigt deutlich gepreßte Textur und bröckelt horizontal ab.

Damit bekommen wir Anhaltspunkte für eine Theorie der Entstehung dieses Oses. Schon seine Lage ist aufschlußreich. Es liegt, wie gesagt, in der Mitte des Moores und zwar genau in der Fortsetzung des drumlinisierten Rückens von Maxdorf-Schwerting, der das Moor um 35 m überragt. Dieser Rücken beeinflußte natürlich das Eis in seiner Dynamik und gab im Spätglazial Anlaß zur Bildung einer Spalte. Warum gerade ein Tunnel unter dem Gletscher sich hier bilden sollte, ist weniger plausibel. Gegen die Tunneltheorie spricht auch der gerade Verlauf des Oses. Ferner spricht für die Spaltentheorie das nach N gleichmäßig absinkende Gefälle. Bei der Bildung in einem Tunnel wären bei dem hier auftretenden hydrostatischen Druck ungleiche Höhen der Teiloser zu erwarten. Wir dürfen daher mit guten Gründen die Bildung dieses Oses in einer Eisspalte annehmen. Der Moränenkern mit dem Osmantel läßt es uns als Gemengos oder Kernos [J. ELBERT 1904; J. KORN 1910] ansprechen. Bemerkenswert sind ferner die wiederholten Unterbrechungen des Oses, in denen keine Ablagerung von Material erfolgte. Die Ursache liegt wahrscheinlich darin, daß hier die Spalte enger war, wodurch es infolge höherer Wassergeschwindigkeit zu keiner Sedimentation kam, die vielmehr dort erfolgte, wo die Spalte breiter und die Fließgeschwindigkeit dementsprechend geringer war. Eine weitere Frage ist die, ob die Ablagerung in einem stehenden Wasser erfolgte oder nicht. Die Schichtung spricht für fließendes Wasser, wofür nur Schmelzwasser des Gletschers in Frage kommt. Die Abnahme des Korns in den nördlichen Teilosern setzt eine Fließrichtung von S nach N, also zum Eisrand, voraus. Ob ein Deltakegel, der als Schwemmkegel fungierte, vorliegt, kann nicht entschieden werden, da mächtige Torfschichten den Untergrund bedecken.

Seit W. RAMSAY [1928] und M. SAURAMO [1929] wissen wir, daß die Höhe eines Oses durch das Niveau des Sees bestimmt wird, in den es aufgeschüttet wurde. Man kann also aus der Höhe eines Oses den damaligen Seespiegel ableiten. Die geringe Höhe des Oses von Hackenbuch läßt daher auf einen niedrigen Seespiegel schließen. Anscheinend kommt hiefür der 430 m-Seestand in Frage, also ein ziemlich später See. Es ist klar, daß nur das Spätglazial für die Osbildung in Frage kommt, da nur ein stagnierender Gletscher die Bildung und Erhaltung eines Oses ermöglicht; ein noch aktiver Gletscher hätte durch seine Bewegung das Os zerstört. Wie wir sehen werden, war zur Zeit des 430 m-Eissees der südliche Teil des Ibmer Beckens schon weitgehend eisfrei, und nur im N des Beckens blieb ein größerer, vom Eis des Stammbeckens abgeschnürter großer Toteiskörper zurück. In diesem „Becken-Toteis" bildete sich das Os.

Der Moränenkern des Oses ist in der Weise zu erklären, daß die schweren Eismassen die Grundmoräne in der Spalte in die Höhe preßten. Es ist nun zu erörtern, ob hiezu der Eisdruck ausreichte. Nach L. BENDEL [1944, S. 358] beträgt die Plastizitätsgrenze für sandigen Boden 7 kg/cm², für Ton 3,5 kg/cm². Dieser Druck muß mindestens vorhanden gewesen sein, um die Moräne emporzupressen. Nehmen wir den Druck von 7 kg/cm² an, so muß eine Eishöhe von 78 m vorhanden gewesen sein. Setzen wir einen Eissee mit einer Spiegelhöhe von 430 m (rund 10 m Wassertiefe) voraus, so wird nach dem Archimedischen Prinzip das Eis leichter und die Eishöhe muß um 11 m auf rund 90 m erhöht werden. Diese absolute Eishöhe von 510 m (Seeboden 420 m + 90 m Eishöhe) war durchaus möglich, da die Endmoränen des inneren Walles diese Höhe übersteigen (z. B. Vormoos 529 m) und der Eiskuchen gegen das Becken hin weiter anstieg. Es war somit trotz einer Erniedrigung des Gletschers durch Abschmelzen noch immer genügende Eismächtigkeit vorhanden, um die Grundmoräne in der Spalte emporzupressen.

Noch ein Punkt ist zu klären. G. KELLER machte 1952 darauf aufmerksam, daß ein geschlossener Gletscher wohl seinen Untergrund pressen, aber nicht emporpressen könne. Dazu sind eisfreie Zwischenräume, also Spalten, nötig, da nur in dieser der Untergrund emporgepreßt werden kann. Tunnels sind dazu schon weniger günstig, da sich bei diesen der Eisdruck gewölbeartig verteilt. Nun zeigt beim Os von Hackenbuch ein Aufschluß in der südlichen Moränenfortsetzung desselben (südl. P. 424) typische Preßstruktur. Hier war also noch keine Spalte. Die Aufpressung kann man erst weiter im N nachweisen; da muß die Spalte angesetzt werden. Gegen das nördliche Ende des Oses zu ist kein Moränenkern mehr vorhanden. Da war der nötige Eisdruck wegen der Abname der Eismächtigkeit gegen die Gletscherstirne nicht mehr gegeben.

Ein zweites Os liegt am Westrande des Bürmooses, östl. Moospierach. In der dortigen flachwelligen Grundmoränenlandschaft steigt ein flacher Rücken auf, 625 m lang und 250 m breit. Der Form nach gehört dieses Os zu dem „Breiten Rücken-Typ" [J. LEIVISKÄ 1929, S. 111] = „Plateau-Oser" [V. TANNER 1938, S. 523], bei denen der Scheitel breit, ja fast plateauförmig gestaltet ist. Es erstreckt sich gleichfalls von S nach N. Der südliche Teil zeigt mehr Moränencharakter, der nördliche aber schön antiklinal geschichtete Sande und Schotter, die dabei nordfallende Deltastruktur besitzen. Es ist also sicher in stehendes Wasser geschüttet worden, wofür der Höhe nach der 440 m-Eissee in Frage kommt. In dasselbe Niveau fällt auch das noch weiter südlich liegende Os von Zeltsberg (an der Straße von Oberndorf nach Eching). Da diese Seespiegel etwas höher sind als der See des Oses von Hackenbuch, sind diese Oser

etwas älter. An der Grenze von Stamm und Zweigbecken muß daher der Eiszerfall etwas früher eingetreten sein als im Zweigbecken. Die Abschnürung der Eismassen des Zweig- vom Stammbecken soll später am Beispiel des Wallersee-Beckens eingehender dargestellt werden, wo dieser Vorgang sehr ausgeprägt gewesen sein muß und im Einzelnen gut belegt werden kann.

H. GAMS [1947, S. 294 ff.] faßt noch mehrere Hügel am Westrand des Ibmer Mooses als Oser auf. So erwähnt er ein „Rullsteenaas" am Westrand des Frankinger Moores (Buch-Os), ferner osartige Hügel „am Rad" nördl. des ehemaligen Fischlsees (nördl. Weichsee). Er betont, daß die Drumlinreihen meistens in Osern enden und führt auch viele der ehemaligen Restseen (Fischl-, Hacken-, Further-, Schwertinger-See und die alten Seebecken in den Frankinger Mösern) auf Osgruben zurück.

2. Toteis-Nunatat[3]. Darunter verstehe ich Aufragungen des Untergrundes, die beim Abschmelzen des Toteises ausapern und daher mit Eiszerfallsbildungen bedeckt sind. Ein solcher Toteis-Nunatakr ist der Hügel von Weichsee (466 m). Auf einem drumlinisierten Grundmoränenrücken ist eine Kuppe aufgesetzt [Luftbild bei H. GAMS 1943 b, Tafel XXXVI], die aus Schmelzwasserablagerungen besteht.

Am Südhang lagern Bändertone und -sande, die schwach westwärts einfallen und diskordant subaquatische Rutschstrukturen aufweisen. Gegen den Gipfel zu verlieren sich mit der Verflachung des Hanges diese Strukturen immer mehr. Hangabwärts sind die Sandschichten unterbrochen und von einem Keil aus Schottern durchspießt. Es handelt sich hier um einen Pseudo-Eiskeil, dessen Hohlform durch Abrutschen der Sande entstand und die dann mit Schotter gefüllt wurde. An der Westseite des Hügels steht tonigschottrige Jungmoräne an, die Stauchungen und oberflächliche Rutschstrukturen aufweist.

Die Bildung dieses Hügels kann man sich etwa so vorstellen. Mit dem fortschreitenden Abschmelzen des Gletschers aperte der Moränenrücken als Nunatakr aus. Da er mehr Wärme aufnahm als die eisige Umgebung, schmolz rings um den Nunatakr ein eisfreier Kragen aus, der mit Schmelzwasser vollief. Es muß dies ziemlich früh im Spätglazial geschehen sein, da der Wasserspiegel (anscheinend 466 m) etwas höher lag als der der anderen Eisseen. Es war ein „Nuntak-See" [V. TANNER 1958, S. 574] mit lokalem, höherem Wasserstand. In diesen Nuntak-See wurden Bändersande und -schotter eingelagert, die entsprechend dem jahreszeitlichen Abschmelzen des Eises geschichtet sind. Mit fortschreitendem Eiszerfall wurde später eine Kommunikation des Eissees mit dem allgemeinen Eissee hergestellt, wodurch der Wasserspiegel um etliches absank. Die Sande rutschten dabei ab, ja z. T. rissen sie in gefrorenem Zustand durch Zerrung ab, wodurch die Hohlform des Pseudo-Eiskeiles entstand.

Eisseen

Mit dem Abschmelzen des Eises im Spätglazial bildeten sich Eisseen (Eisstauseen), deren Spiegel schrittweise absank.

Zuerst bildeten sich am Gletscherrand die Eisrandseen mit lokalem Wasserstand (nordöstl. Preißenberg, 503 m) Bald kam durch Kommunikation ein einheitlicher Seespiegel in der Höhe von 460—465 m zustande = 460 m-Eissee. Wir können ihn erkennen in den Talebenen östl. Wannersdorf und im Preißinger Moor. Er reichte hinüber ins Frankinger Tal, ins Haigermooser Tal, wo ihm am Holzöster See (461 m) höhere Uferterrassen entsprechen, und ins Filzmoos (462 m). Dieser 460 m-Eissee hatte mehrere Abflüsse: Oichtental bei Oichten (um 463 m), durch die subglaziären Rinnentäler des Oberen Weilhart

[3] Nach F. LOEWE [Erdkunde X/4, 1956, S. 326] ist „Nunatakr" ein Eskimowort mit der Mehrzahl „Nunatat".

(462—465 m) und durch das Filzmoos (462 m) zum Tal des Huckinger Sees, sowie fern im W über das Schwabenland (> 460 m). Dieser 460 m-Eissee reichte randlich auch zurück bis ins Stammbecken [G. GÖTZINGER 1934, 1936, 1949; E. SEEFELDNER 1954; L. WEINBERGER 1955, S. 23] und scheint auch mit dem Tittmoninger Eisstausee [E. EBERS 1955, S. 97/98] zusammenzufallen (Seehöhe 465—475 m). In dieser Zeit muß der Endmoränenwall bei St. Radegund, also beim jetzigen Salzachdurchbruch, durchschnitten worden sein, da in anderen Zweigbecken tiefere Abflüsse als 460 m fehlen. Die Folge war, daß der Eissee absank auf 445—450 m. Diesem 450 m-Eissee gehören wahrscheinlich die Kamesterrassen von Ibm und nördl. Dorfibm, ferner das gewundene Trockental, das vom Oichtental über Weidenthal—Stockham—Wildmann—südl. Schwerting—Bruck zum nördl. Bürmoos zieht, an. Das Tal war ein Abfluß dieses Sees vom Oichtental ins Ibmer Becken. Dieses selbst hatte eine Verbindung zum Stammbecken über das Bürmoos und Moosachtal.

Mit der weiteren Zerschneidung des Moränenwalles sank der See auf 440 m (440 m-Eissee). Während die bisherigen Seen Sande und Schotter ablagerten, also eisnah waren, folgen jetzt Seen, die gebänderte Tone (Bändertone) ablagerten. Die Sedimente werden eisfern, da der Eisrand immer mehr nach S zurückwanderte. Die Bänder oder Warven stellen eine Jahresschichtung dar (hellere, gröbere Sommerwaren; dunklere, feinere Winterwarven). Eine chronologische Auswertung unserer Vorkommen wurde bisher nicht vorgenommen, dürfte hier auch sehr schwierig sein.

Dem 440 m-Eissee gehören die Bändertone von Bürmoos an. Sie sind mindestens 8 m mächtig und weisen eine Hauptschichtung von etwa 12 cm auf, zwischen der zahlreiche Feinschichten liegen. Die Hauptschichtung ist wohl eine Jahresschichtung, die Feinschichtung eine Wetterschichtung. Erwähnenswert ist die flache Faltung der Bändertone, die auch im Moosachkanal beobachtet werden konnte. Sie ist entweder auf Eisdruck oder auf kolloidalen Quellungsdruck zurückzuführen. Dem 440 m-Eissee gehört auch ein Delta südl. St. Pantaleon an, wo ein Seitenbach ein Delta 20^0 nordostfallend ins Moosachtal aufschüttete.

Nun erfolgte der Durchbruch der Salzach bei Laufen, wodurch eine Verbindung des Stammbeckensees mit dem Tittmoninger See hergestellt wurde [4]. Durch das Laufener Engtal erfolgt nunmehr aller Abfluß.

Durch den Laufener Durchbruch senkte sich der See auf 420—425 m ab = 420 m-Eissee. Er erfüllte nicht mehr das Bürmoos, das schon verlandete, wohl aber die Becken des Weit-, Ibmer und Roß-Mooses. Sie sind wieder gefüllt mit Seetonen. Eine Bohrungsreihe am Südrand des Weitmooses ergab nach freundlicher Mitteilung von F. ABERER folgende Seetonmächtigkeiten: westl. Bruck 12 m, südöstl. Waldmoos 32 m, südöstl. Seethal 5 m, südl. Seethal 9 m, Seethal 15 m. Der 420 m-Eissee zog sich im Südwesten längs des Roßmooses in die Talung der Moosach hinein. Daher finden sich östl. St. Pantaleon blaue Seetone, und südl. Helming liegen unter 1 m Flachmoortorf und 1—2 m Flußschotter die undeutlich gebänderten Seetone frei.

Weitere Eintiefung im Laufener Durchbruch, als dessen Zeuge die Terrasse westl. des Totenberges (414 m) anzusehen ist, senkte den Seestand auf 415 m ab = 415 m-Eissee (= Schmelzwassersee II [E. EBERS 1955]). Dieser See ist nur mehr im Stammbecken und Tittmoninger Zweigbecken nachweisbar. Ihm

[4] Über die Geschichte des Laufener Salzachdurchbruchs erschienen in letzter Zeit mehrere Arbeiten, auf die hier nur verwiesen sei: E. SEEFELDNER 1929, S. 81 ff.; E. EBERS 1932, S. 81; 1955, S. 99 ff.; L. WEINBERGER 1955, S. 23/24; I. SCHAEFER 1957, S. 205—17.

gehören die Bändertonterrassen von Fridolfing [E. EBERS 1932, S. 80; 1955, S. 99], ferner von Eching (413 m) und St. Georgen (410—415 m) an. Damals lief der 420 m-Eissee des Ibmer Beckens aus, und zwar längs der Moosachtalung, wo er eine Schlucht eintiefte. Zeuge dieser fluviatilen Einschneidung ist der große Schuttkegel, der bei St. Georgen der 415 m-Bändertonterrasse aufliegt. Eine Brunnengrabung ergab hier 2,5 m Sand und Schotter des Moosach-Schwemmkegels, darunter 18 m Bänderton, nach unten mit Geröllen gespickt. Ein Aufschluß bei Mühlach in 425 m Höhe erschließt den Schuttkegel mit seinen moosachwärts fallenden Schottern.

Mit dem Auslaufen des 420 m-Eissees verschwand die große Wasserfläche bis auf wenige Restseen (Alter Ibmer See, Fischlsee, Hackenbuchses, Fürther See; [vgl. H. GAMS 1947] und den heutigen Seen (Heratinger-, Leithen- und der verschwindende Schwertinger-See). Nunmehr setzt die Verlandung und Vermoorung ein.

Moor- und Waldgeschichte

Nachstehend wurde versucht, unter Heranziehung der Arbeiten von PAUL & RUOFF [1927, 1932], F. FIRBAS [1949, 1952], E. v. LÜRZER [1954, 1956] das Pollendiagramm des Heratinger Sees [H. GAMS 1947, Fig. 9] auszuwerten und ein ungefähres Übersichtsbild über die Vegetationsentwicklung zu entwerfen.

A. Spätglazial: 1. Waldlose Zeit = Ältere Tundren- oder Dryaszeit. Das Pollendiagramm zeigt im untersten Abschnitt bis zu 20% Hippophaë, Artemisia, Selaginella, überhaupt sehr hohen Anteil an Nichtbaumpollen = NBP (Gramineen, Cyperaceen). Es herrschte damals eine Steppentundra, die auf trockenkaltes Klima schließen läßt.

2. Kiefern-Birken-Zeit = Mittlere subarktische Zeit = Alleröd-zeit. NBP nimmt stark ab, Baumpollen zu, da die Wiederbewaldung einsetzt, wobei zuerst die Birke (Betula) vorherrscht, die aber immer mehr von der Kiefer (Pinus) übertroffen wird (anfangs 50% Betula und 30% Pinus, später > 90% Pinus und 5% Betula). Trotz der Klimabesserung fehlen wärmeliebende Bäume noch völlig. Das Moorwachstum hat schon stark eingesetzt (> 2 m Braunmoos-Radizellentorf, vereinzelt mit Sphagnum), auch die Ablagerung fossilführender Seekreide hat spätestens damals eingesetzt.

3. Jüngere Tundren- oder Dryaszeit. Diese Zeit eines kurzen, kräftigen Kälterückfalles, die mit dem Schlernstadium der Alpen parallelisiert wird, ist in obigem Profil wenig ausgeprägt, wenn auch ein gewisser Anstieg von Betula und Rückgang von Pinus zu erkennen ist.

In diese Zeit fallen wohl die Eiskeile, also Dauerfrostbildungen, die im hiesigen inneren Jungmoränenbereich gefunden wurden und jünger als diese sein müssen, da eine subglaziäre Entstehung undenkbar ist. Die Eiskeile von Brunn nördl. Franking wurden bereits beschrieben und abgebildet. [L. WEINBERGER 1954, S. 59—67]. Wie mir J. FINK freundlichst mitteilte, machte er einen weiteren Eiskeilfund bei Ibm selbst. Der Eiskeil reicht unter dem B-Horizont, der ein Lößgefüge aufweist, etwa 50 cm tief in den liegenden Feinsand hinein.

Nach C. RATJENS [1954, S. 186] bestanden die Seen des Salzachgebietes bis in die Allerödzeit hinein und wurden mit Beginn der Jüngeren Tundrazeit zum Auslaufen gebracht. Andererseits hat E. SEEFELDNER [1954] die Friedhofsterrasse der Salzburger Aufschüttungsebene mit den Schlernmoränen von Mellеck am Steinpaß in Verbindung gebracht. Diese zieht an der Salzach bei Obern-

dorf in 400 m Höhe durch. Die Seetone des Ibmer Beckens aber gehören den 440 m- und 420 m-Eisseen an, sind daher bedeutend älter als die 400 m-Flußterrasse. Es treten hier Widersprüche auf, die noch zu klären sind.

B. Postglazial:

4. Vorwärmezeit (Präboreal) = Frühpostglaziale Kiefern-Birkenzeit; Mittelsteinzeit. Kiefern und Birken herrschen vor (fast 100%). Die ersten wärmeliebenden Gehölze tauchen auf, vor allem Hasel, aber auch die Fichte (Picea) kommt jetzt. Der Ibmer See ist stark eutroph geworden (reichliches Vorkommen von Chroococaceen, Botryococcus, Mollusken in der Seekreide). Bemerkenswert ist der Anstieg der Gramineen. In den lichten Kiefernwäldern herrschte Graswuchs.

5. Frühe Wärmezeit (Boreal, Haselzeit). Die Hasel (Corylus) nimmt sehr stark zu (70% der Waldpollen), fällt aber dann ab. Die Kiefer geht auch bald zurück, dafür kommt die Tanne (Abies) und die Buche (Fagus), können aber nicht recht vordringen. Das gleiche gilt für die Erle (Alnus).

6. Mittlere Wärmezeit I (Atlantikum I, Mittelsteinzeit). Eichenmischwaldzeit = EMW. Infolge des warmen Klimas herrscht i. a. der EMW vor (erreicht Anteile bis zu 45%). Die lichten Eichenwälder müssen als Unterholz viel Haselsträucher (28%) aufgewiesen haben.

7. Mittlere Wärmezeit II (Atlantikum II). Der EMW geht zurück, Tanne und Erle nehmen zu, und vor allem beginnt sich die Buche energisch durchzusetzen.

8. Späte Wärmezeit (Subboreal, Buchenzeit, Jungsteinzeit-Bronzezeit). Die Buche herrscht weitaus vor (60%). Der EMW tritt dagegen zurück, aber die Hasel ist noch stark vertreten (rund 25%).

9. Ältere Nachwärmezeit (Subatlantikum I) Buchen-Tannenzeit. Eisenzeit bis Mittelalter. Die Buche herrscht weiterhin (bis 60%), Tanne dringt vor (15%), aber auch die Hasel bleibt stark vertreten (bis 25%). Der Anteil von Gramineenpollen steigt an (mittelalterliche Rodungen!).

10. Jüngere Nachwärmezeit (Subatlantikum II), Mittelalter bis Gegenwart. Die Buchenwälder gehen unter menschlichem Einfluß zurück (auf 15%). Zuerst nimmt die Eiche noch zu (28%), fällt aber bald ab. Dafür nimmt der Anteil von Kiefer und Fichte zu (55% bzw. 17%). Die Rodungen und die Ausbreitung der Wiesen- und Ackerwirtschaft drückt sich in einem weiteren Anstieg der Gramineenpollen aus.

Theorie der Beckenbildung

Es ist hier nicht der Ort, die Entstehung der Zweigbecken i. A. zu erörtern, es soll hier nur das Becken des Ibmer Mooses näher betrachtet werden.

Die Lage des Beckens innerhalb des Endmoränenkranzes, die Stellung zu den benachbarten Zweig- und zum Stammbecken, die breite Beckenform, lassen anscheinend keinen Zweifel darüber, daß das Becken das Werk der glazialen Erosion ist [vgl. PENCK-BRÜCKNER 1901—09, S. 146 ff.; A. PENCK 1905]. Befaßt man sich aber näher mit dem Ibmer Becken, so tauchen verschiedene Eigenheiten und Probleme auf, die eine Korrektur der Glazialtheorie nötig machen.

1. Wie schon geschildert, ergaben die Bohrungen, daß die Eintiefung gar nicht so erheblich ist. Die Sohle des Ibmer Mooses liegt bei 410 m, steigt gegen S im Bürmoos etwas an (430 m). Unter den Endmoränen bleibt der

Tertiärsockel in gleicher Höhe wie im Becken (410—420 m), so daß der Endmoränenwall nur eine Abdämmung des Moorbeckens gegen das Vorland darstellt. Also: im Becken ist fast keine Eintiefung nachzuweisen.

2. Wohl aber finden wir in den Talzügen südl. des Ibmer Beckens erheblichere Eintiefungsbeträge. Hier ist es gegen die Alte Platte um 40—60 m eingetieft.

3. Betrachten wir die Talzüge in ihrem Verlauf. Im E ist zuerst der Talzug zwischen Moosdorf und Weichsee (Mühlbacher Talzug), dann folgt gegen W der Talzug zwischen Weichsee und Fürther Rücken-Hackenbuch (Ewigkeits-Talzug), weiter der zwischen dem Fürther Rücken und dem Riedel von Holzhausen (Weitmoos-Talzug) und schließlich der zwischen Holzhausen und dem Schnaitelberg (Moosach-Talzug). Anschließend folgen noch weitere schmälere Talzüge, die als subglaziäre Rinnen erkannt wurden [L. WEINBERGER 1952].

4. Auffallend ist die Form der Talzüge. Diese sind nicht so schmal wie die subglaziären Rinnen, vielmehr erheblich breiter (bis 1,5 km). Aber ansonsten gleichen sie ihnen sehr. Beide verlaufen etwa in N—S-Richtung und konvergieren nach N. Gerade beim Ibmer Moos ist es sehr auffallend, wie sich alle Talzüge vereinigen. Auch darin gleichen sie sich, daß beide Talsysteme in den gleichen Untergrund („Alte Platte") eingeschnitten sind. Beim Weitmoos und Roßmoos ist das recht in die Augen springend.

5. Die konvergierende Anordnung der Talzüge im Ibmer Becken kann nicht glaziär bedingt sein, etwa durch Spaltensysteme oder Mittelmoränen, da diese gegen den Eisrand nicht konvergieren, sondern vielmehr divergieren müßten.

6. In gerader Fortsetzung dieser Talzüge zieht von Gundertshausen — Fillmannsbach das Handenberger Durchbruchstal mit seiner Hochterrasse dahin, dem dann nördl. des Adenberges der große Schuttkegel folgt, der in keinem Verhältnis zu den schmächtigen Rißmoränen steht, die ab Gundertshausen völlig unter den Jungmoränen verschwinden. Es muß also zur Rißeiszeit noch ein besonderer Aufschüttungsfaktor wirksam gewesen sein.

7. Die Rißmoränen schwenken von Gilgenberg gegen Hinterklamm auffallend stark gegen SE ein, bilden gleichsam eine Kerbe. Vergleichen wir damit das benachbarte subglaziäre Rinnensystem [L. WEINBERGER 1952, Fig. 1; 1955, Tafel II], so springt die Ähnlichkeit in die Augen, da auch dieses an einer Moränenkerbe ausläuft. Allerdings fehlt bei den Rißmoränen der andere Schenkel, aber der wäre unter den Jungmoränen zu suchen.

8. Alle diese Punkte (geringe glaziale Eintiefung des Beckens, eingeschnittene Talzüge, Verlauf und Konvergenz derselben, Einkerbung der Rißmoräne, mächtiger Sander-Schwemmkegel) zwingen zu dem Schluß, daß diese Talzüge im Ibmer Becken ein rißeiszeitliches subglaziäres Rinnensystem darstellen.

9. Zur Rißeiszeit ragte hier noch ein mächtiger Sockel der (noch älteren) Alten Platte auf. Dieser bremste den Gletscher, so daß sich im Lee des Sockels eine Kerbe bildete, welche bedingte, daß sich die Gletscheroberfläche radial muldenförmig eintiefte. In dieser Furche sammelten sich die Schmelzwässer, versanken in die Tiefe, gruben subglaziär die Rinnen ein. Die Schmelzwässer sammelten sich konvergierend nach N und schüttete im Vorland den Sander auf.

10. Während der Würmeiszeit überfuhr der Gletscher das Rinnensystem. Dabei wurden die subglaziären Rinnen erweitert zu den heutigen breiten

Talzügen. Die schmalen Plattenreste an den Zwickeln, wo die Talzüge konvergierten, wurden am leichtesten entfernt, und hier haben wir heute das breite, flache Becken des Ibmer Mooses.

Die Form des Ibmer Beckens ist also in der Rißeiszeit durch die Schmelzwässer als subglaziäres Rinnensystem angelegt und während der Würmeiszeit vom darüber gleitenden Gletscher durch die Glazialerosion ausgeweitet worden. Ähnliche Gedankengänge finden wir für norddeutsche Rinnenseen bei P. WOLDSTEDT [1952, 1954].

Natürlich darf diese Theorie nicht gleich auf alle Zweigbecken verallgemeinert werden. Diese Theorie der Beckenbildung durch glaziäre Ausweitung eines Rinnensystems darf natürlich nur dort angewendet werden, wo die Voraussetzungen zur Bildung eines Rinnensystems gegeben waren. Bei tief in den Untergrund eingesenkten Becken, z. B. im Flysch oder Kalk, ist dies unmöglich.

Obige Theorie der Beckenbildung wirft die Frage nach der Konstanz der Zweigbecken auf. Es ist gar nicht selbstverständlich, daß während der verschiedenen Vereisungen die Becken dieselbe Lage hatten. Schon der Länge nach können sie sich verlagern. Reicht der Gletscher einer Eiszeit weiter als der der früheren, wird sich das Becken vorlagern und umgekehrt (Beispiel: Beim Irrsee-Gletscher liegt das rißeiszeitliche Zweigbecken weiter im Vorland als das würmeiszeitliche). Aber auch der Quere nach können sich die Zweigbecken verlagern, wenn sich die Hauptstromlinien des Gletschers aus irgendeinem Grunde verschieben. Allerdings ist dieser Fall schwieriger erkennbar. Beim Ibmer Becken ist dies möglich. Zur Rißeiszeit war an der Stelle des heutigen Ibmer Beckens kein Becken, sondern ein höherer Sockel, der durch das Rinnensystem zerschnitten wurde. Die Becken waren damals im E (Oichtental) und im W (Oberer Weilhart). Erst zur Würmeiszeit wurde das heutige Becken geschaffen. Auch die Hauptentwässerung wurde verlegt. Lag diese zur Rißeiszeit an der Stelle des Ibmer Beckens (hier schüttete das Rinnensystem den Hochterrassensander ins Vorland auf), so wurde die Haupt-Entwässerung in der Würmeiszeit nach W verlegt, wo wieder ein Rinnensystem den großen Sander des Weilharts aufschüttete.

Schließlich taucht noch die Frage auf, warum im Spätglazial das Ibmer Becken nicht verschüttet wurde. Die Ursache liegt einmal darin, daß es abseits der großen Aufschüttungsachsen lag. Weiters schützte es in der Glazialzeit bereits der Eiskörper des Gletschers [DESOR 1865], der seine Schuttmassen abseits ablagerte, und im Spätglazial wirkte das Toteis konservierend [R. STAUB 1938]. Daß die Seen so bald verschwanden, ist nicht auf Verschüttung oder Verlandung zurückzuführen, sondern dem Durchbruch der Salzach durch die Endmoränen bei St. Radegund zuzuschreiben.

Zusammenfassung

Das Ibmer Moos liegt in einem Zweigbecken des Salzachgletschers und ist von Alt- und Jungmoränen umgürtet. Letztere gliedern sich in einen Vorwall, in einen äußeren, mittleren und jüngeren Würmwall, dem beckenwärts noch ein anscheinend überfahrener Wall vorgelagert ist. Am Rande des Beckens liegt eine Eiszerfallszone mit Toteiskesseln, Eiskontaktthängen, Randterrassen, Kamesfeldern; im Becken finden sich Oser und ein Toteis-Nuntakr. Mit dem Eiszerfall bildeten sich ausgedehnte Eisseen, die Bändertone ablagerten. Mit

fortschreitendem Zerschneiden der Endmoränen sank der Eissee ruckweise ab (Seeniveaus in 460, 450, 440, 420 und 415 m). Noch im Spätglazial lief der See nach S bis auf etliche Restseen aus und das Becken vermoorte.

Die geringe glaziäre Eintiefung des Beckens und die morphologischen Verhältnisse lassen eine Theorie der Beckenbildung aufstellen, nach der in der Rißeiszeit ein subglaziäres Rinnensystem eine alte Schotterplatte zerschnitt, das in der Würmeiszeit vom Gletscher zu einem Zweigbecken eigenartig umgeformt wurde.

Literatur

ABERER, F. u. BRAUMÜLLER, E.: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. Jb. Geol. B.A., 92, 1947.

BENDEL, L.: Ingenieurgeologie. Bd. 1, Wien 1944.

BOBEK, H.: Die jüngste Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. Jb. Geol. B.A., 85, 1935.

BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. PENCKS geogr. Abh. I/1, Wien 1886.

DEL-NEGRO, W.: Beitrag in EBERS 1955, S. 103/04 (1955 a).

— Frühwürm und ölkofener Phase im O des Wallersees. Mitt. ntw. Arbeitsgem. Haus der Natur in Salzburg, 6, 1955 (b).

— Probleme der Eiszeitgliederung. Ebenda, 7, 1956 (a).

— Bericht über die quartärgeologische Exkursion ins Gebiet Henndorf-Kraiwiesen. Ebenda, 7, 1956 (b).

DESOR: Der Gebirgsbau der Alpen. 1865.

EBERS, E.: Über erloschene Seen im Salzachgletschergebiet. Mitt. Geogr. Ges. München, 25, 1932.

— Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, 1955 (a).

— Der bayrische Anteil des Salzachgletschers. Mitt. ntw. Arbeitsgem. Haus der Natur in Salzburg, 6, 1955 (b).

ELBERT, J.: Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen usw. 8. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald, 1904.

FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas. Bd. 1, 2, Jena 1949, 1952.

FLINT, R. F.: The Stagnation and Dissipation of the Last Ice sheet. The Geogr. Review, 19, 1929.

FUGGER, E. u. KASTNER, C.: Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Salzburg 1885.

GAMS, H.: Die wertvollsten Moore des nordöstlichen Alpenvorlandes. Naturschutz, 24, 1943 (a).

— Das Luftbild in der Seen- und Moorforschung. Z. Ges. f. Erdkde. Berlin, 1943 (b).

— Das Ibmer Moor. Jb. o.ö. Musealverein, Linz, 92, 1947.

— Die Fortschritte der alpinen Moorforschung von 1932 bis 1946. Österr. Bot. Z., 44, 1947.

GÖTZINGER, G.: Aufnahmsberichte. Verh. Geol. B.A., 1917—1949.

— Zur nacheiszeitlichen Talbildung der Salzach und des Inn oberhalb Braunau. Braunauer Heimatkunde 1925.

— Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. Bd. 1, Wien 1936.

KELLER, G.: Beitrag zur Frage Oser und Kames. Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, 1952.

KLEBELSBERG, R. v.: Moränen und Drumlinzonen im Bereiche der oberbayrischen Vorlandvergletscherung. Mitt. Geogr. Ges. München, 1913.

— Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. 1, Wien 1948.

KORN, J.: Erläuterungen zu Blatt Marienfließ. Berlin 1910.

LEIVISKÄ, J.: Über die Ose Mittelfinnlands. Fennia, 51, 1929.

LÜRZER, E. v.: Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzachvorlandgletscher). Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 3, 1954.

— Die postglaziale Waldgeschichte des Salzburger Vorlandes. Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskde., 96, 1956.

PAUL, H. u. RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern. Ber. Bayr. Bot. Ges, 19, 20; 1927, 1932.

PENCK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.

— u. RICHTER, E.: Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer f. d. Internat. Geologenkongreß, Wien 1903.

— Die großen Alpenseen. Geogr. Z., 11, 1905.

RAMSAY, W.: Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, 50, 1928.

RATHJENS, C.: Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenvorland. Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, 1954.

RICHTER, E.: Moränenlandschaft im Innviertel. Tagblatt der Versammlg. deutscher Natf. u. Ärzte zu Salzburg. 1881.

SAURAMO, M.: Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. Fennia, 51, 1929.

SEDERHOLM, J.: Om istidens bildningar idet inre af Finland. Fennia, 1, 1889.

SEEFELDNER, E.: Salzburg, Alpen und Vorland. Sammlg. geogr. Führer, 3. Berlin 1929.

— Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskde., 44, 1954.

SCHAEFER, I.: Zur Landeskunde des Laufener Durchbruchstales. Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskde., 97, 1957.

STAUB, R.: Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Ecl. geol. Helv., 31, 1938.

TANNER, V.: Die Oberflächengestaltung Finnlands. Helsingfors 1938.

TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen—Salzach. Neues Jb. f. Min. usw., Abt. B, 1945—1948.

TROLL, C.: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forschungen zur dt. Landes- u. Volkskde., 23/1, 1924.

— Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mitt. Geogr. Ges. München, 18, 1925.

— Die sog. Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. Ebenda, 29, 1936.

TROLL, C.: Die jungeiszeitlichen Ablagerungen im Loisach-Vorlande in Oberbayern. Geol. Rdsch., 28, 1937 (a).
— Die 3. Internationale Quartärkonferenz (INQUA) und ihre Belehrungsreisen in Österreich, Sept. 1936, III., Wien-Salzburg. Z. f. Gletscherkde., 25, 1937 (b).
— Der Eiszerfall beim Rückzug der alpinen Vorlandgletscher in die Stammbecken. Verh. 3. Internat. Quartärkonferenz. Wien 1938.
— Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkde., 2, 1948.
WEINBERGER, L.: Der geologische Bau des oberen Innviertels. Mitt. f. Erdkde., 7, 1938.
— Berichtigung zum Exkursionsbericht der INQUA. Z. f. Gletscherkde., 26, 1939.
— Das Toteis. Mitt. f. Erdkde., 12/4, 1948.
— Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 1, 1950.
— Ein Rinnensystem im Gebiete des Salzach-Gletschers. Ebenda, 2, 1952.
WEINBERGER, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. Göttinger Geogr. Abh., 15, 1954.
— Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. Geol. B.A., Sonderheft D, 1955.
— Über Erforschung und Schutz des Ibmer Moores. Neue Warte am Inn, 77/16, 1957 (a).
— Oser (in WEINBERGER-LAHNER, Eiszeitprobleme). Mitt. f. Erdkde., 1957 (b).
WOLDSTEDT, P.: Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. Z. Ges. f. Erdkde. Berlin, 1926.
— Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, 1952.
— Das Eiszeitalter. Bd. 1. Stuttgart 1954.
— Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löße in ihr. Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, 1956.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1957

Band/Volume: 99

Autor(en)/Author(s): Weinberger Ludwig

Artikel/Article: Bau und Bildung des Ibmer Moos-Beckens 224-244