

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	42	52—61 3 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1992</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm

LUDGER FELDMANN *)

Würm-pleniglacial, late glacial, lake levels, terraces, soils, retreating phases,
periglacial morphology, deltaic sediments

German Alpine Foreland, Ammersee, Bavaria
TK 25: Nr. 7833, 7932, 8032, 8132

Kurzfassung: Auf der Grundlage terrassenmorphologischer Untersuchungen im oberen Ampertal lassen sich neben dem rezenten Ammerseespiegel von 533 m NN alte Seespiegel bei 565 m, 561 m, 555 m, 544 m, 542 m und 536 m rekonstruieren. Die Datierung dieser Seespiegel ergibt sich aus morphologischen und pedologischen Beobachtungen, wobei die zwei höchsten Wasserstände keinem Seespiegel, sondern einem Gerinne auf Toteis entsprechen. Die Absenkung von 565 auf 561 m NN erfolgte nach dem Ammerseestadium, die folgende auf 555 m NN an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial, wobei der Seespiegel von 536 m NN sehr wahrscheinlich erst in der jüngeren Dryas erreicht wurde.

Die Zerschneidung der Endmoränen und damit die Erniedrigung des Ammerseespiegels hat vermutlich sehr viel länger gedauert, als bisher angenommen wurde.

[Former Lake Levels of the Ammersee in the Pleniglacial and the Late Glacial]

Abstract: Based on research of terrace morphology in the upper valley of the river Amper near Munich it is possible to reconstruct former lake levels of the Ammersee at 565 m, 561 m, 555 m, 544 m, 542 m and 536 m sea-level. The recent lake level is at 533 m sea-level. The dating of the former lake levels results from morphological and pedological observations, whereby the two highest levels were not really lake levels but fluvial channels on dead ice.

The lowering of the lake level from 565 to 561 m happened after the Ammerseestadial in the Würm-pleniglacial, the following to 555 m at the boundary between pleniglacial and late glacial. All the other sinkings happened during the late glacial, whereby the level of 536 m was probably reached in the Younger Dryas period.

The cutting up of the extern Würmian end moraines and therefore the depression of the lake level of the Ammersee has possibly taken a longer time than presumed until today.

1 Einleitung

Der Ammersee bildet heute mit einer Wasserfläche von 47,6 km² nach dem Chiemsee und dem Starnberger See den drittgrößten See des bayerischen Alpenvorlandes (WILHELM 1972: 395). Er ist ein typischer Zungenbeckensee, der durch subglaziale Erosion des Ammerseegletschers, dem westlichen Teillobus des Isar-Loisach-Vorlandgletschers, entstanden ist (s. Abb. 1).

Als der Gletscher nach der würmeiszeitlichen Maximalvergletscherung dieses Zungenbeckens verließ, stauten sich die Schmelzwässer an der Moränenumrahmung des Beckens und fanden an deren tiefster Stelle einen Auslauf bei Grafrath. Ein Zeugnis dieses Auslaufes stellt die heutige Amper dar.

Durch das sukzessive Einschneiden der Amper wurde der Ammerseespiegel auf die heutige Höhe von 533 m NN erniedrigt. Hinzu kommt eine Verkleinerung der Seefläche durch Vermoorung (vor allem im N) und Sedimentation durch die von S aus dem Gebirge zufließende Ammer. Dieser Fluß transportiert nach Berechnungen von BURZ (1956: 39) pro Jahr rund 130 000 m³ Sedimente in den See, was — bei einer gleichbleibenden Sedimentationsrate — in 14 000 Jahren zur vollständigen Verlandung des Ammersees führen wird.

Zur Zeit der größten Ausdehnung — im ausgehenden Hochglazial — lag der Seespiegel vermutlich um mehr als 30 m höher als heute, wie im folgenden gezeigt wird. Die Rekonstruktion des Ammersees mit diesem Wasserspiegel ergibt bei den heutigen Oberflächenformen einen See, der etwa die 5-fache Fläche des heutigen Sees erreichte. Eine vergleichbare Größe für diesen „Ursee“ des Ammersees wird auch von MÜLLER & SIGL (1977: 158) angegeben, die für die größte Ausdehnung eine Fläche von 225 km² gegenüber 47 km² heute annehmen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. L. FELDMANN, Abt. Geologie an der Heinrich-Heine-Universität, Universitätsstraße 1, D-4000 Düsseldorf 1.

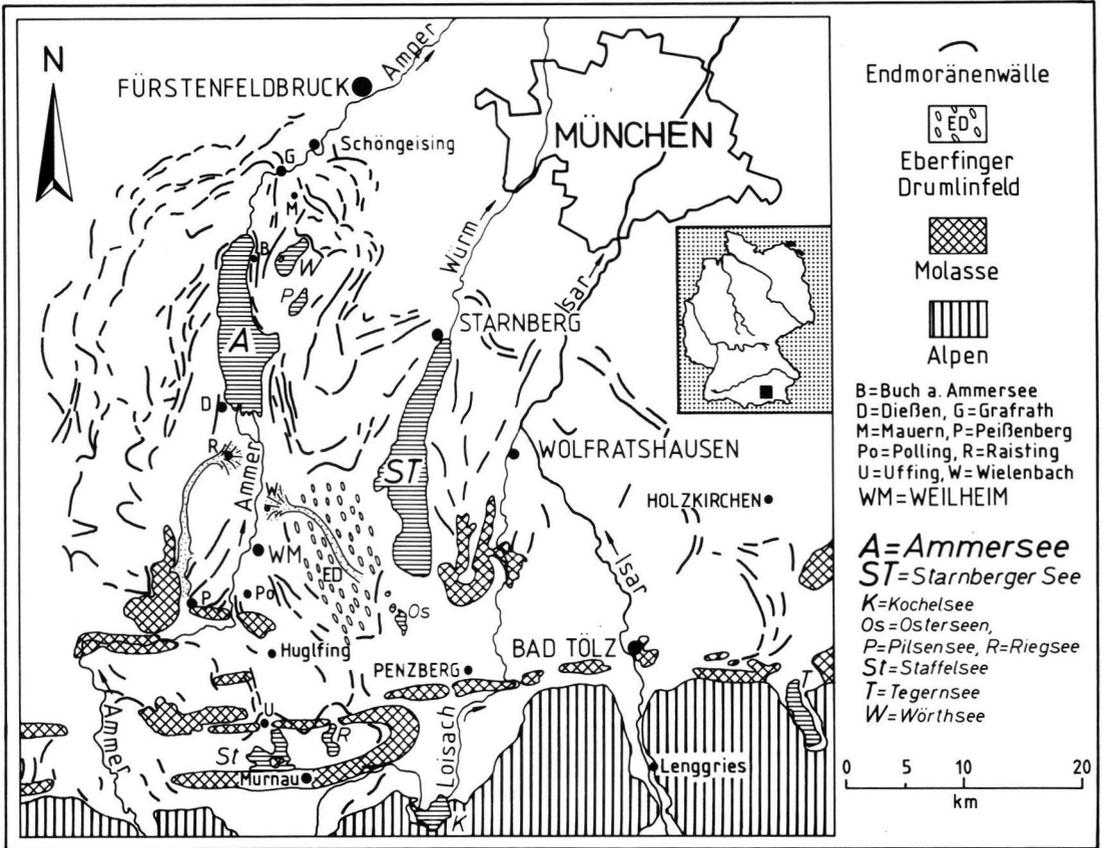


Abb. 1: Lage des Ammersees im Bereich des Isar-Loisachgletschers.

Dieser ehemalige Wasserspiegel war schon häufig Gegenstand wissenschaftlicher Betrachtungen. Schon WEISS (1820: 199) nimmt einen einst sehr viel größeren Ammersee an. Er vermutet eine südliche Ausdehnung bis Weilheim, möglicherweise auch bis zum Peißenberg.

Innerhalb des Zungenbeckens waren es v. a. zwei Formen, die häufig zur Rekonstruktion des maximalen Wasserspiegels herangezogen wurden: Das Raisting Delta und die Tufflager und Seekreide bei Dießen, Polling und Huglfing.

Das Raisting Delta, das aufgrund der Schichtung als Seedelta gedeutet wird, wurde von einem periglazialen Schmelzwassertal in den ehemaligen See vorgebaut. Die Höhe dieses Deltas, die gleichzeitig ein Mindestmaß für den ehemaligen Ammerseespiegel darstellt, gibt AIGNER (1913: 104–105) mit 556 und KNAUER (1929: 34) mit 560 m NN an.

Die Kalkabsätze bei Dießen, Polling und Huglfing und darin enthaltene Wassermollusken galten lange Zeit als Indiz für einen Ammerseespiegel von

582–600 m NN (CLESSIN 1875: 59, 1883: 209; GAMS 1922: 245; GAMS & NORDHAGEN 1923: 27). Den Niveauunterschied zwischen diesem Seespiegel und den 20–40 m tieferen Endmoränen am Amperdurchbruch bei Grafrath erklärt CLESSIN (1883: 209) mit einer erosiven Erniedrigung der Moränen und GAMS & NORDHAGEN (1923: 32) mit junger Tektonik.

Inzwischen sind die Kalkabsätze durch Kulturreste, Pflanzenabdrücke, Pollenanalysen und einem ^{14}C -Datum von 9500 a BP aus einem Basistorf als holozäne Quell- und Bachabsätze identifiziert (vgl. HERMANN 1957; KOHL 1951: 180; JERZ 1983a: 294–295, 1984: 218–219).

Aufgrund alter Ufer und Strandterrassen nehmen PENCK & BRÜCKNER (1901/09: 337) einen ehemaligen Ammerseespiegel von 550 m NN und ROTHPLETZ (1917: 238) von 571 m NN an. AIGNER (1913: 105) schließt aus der Höhe der Moränen bei Grafrath auf einen Seespiegel von 570 m NN, ebenso FEULNER (1955: 102, 104), der aus der Höhenlage von Terrassenflächen im oberen Ampertal weitere Seespiegel bei 560, 552 und 545 m NN rekonstruiert. GROTTEN-

THALER (1980: 28) konnte schließlich nachweisen, daß der höchstmögliche Ammerseespiegel unter 567 m NN gelegen haben muß. Diese Höhe ergibt sich aus dem Ansatzpunkt der Hauptniederterrasse 1 km südlich von Grafrath, wo die Schotterfläche ohne Endmoräne am Zungenbecken beginnt.

Die Erniedrigung des Seespiegels auf die heutige Höhe ist durch die Zerschneidung der stauenden Endmoränen bedingt. Wann diese Zerschneidung erfolgte und wie lang sie gedauert hat, ist noch nicht abschließend geklärt. TROLL (1926: 180) sieht sie im Zusammenhang mit dem Abrücken des Gletschers von den äußeren Endmoränen, wobei im Gefolge dieser Zerschneidung die Trompetentälchen gebildet wurden. FEULNER (1955: 113—114) datiert die Flächen, die bei der Erosion entstanden sind, in die ältere Dryas, SCHAFEFER (1978: 44) beschreibt sie als spät- und postglaziale Erosionsterrassen und GROTENTHALER (1980: 33) datiert die unteren Flächen in das Ammerseestadium.

2 Die Terrassen im oberen Ampertal

Im oberen Ampertal finden sich mehrere Terrassenflächen, deren Höhenlagen am Amperdurchbruch bei Grafrath — bzw. deren rekonstruierte Höhe — ehe-

malige Ammerseespiegel dokumentierten (s. Abb. 2 und 3). Es handelt sich um 5 Niveaus, die insgesamt tiefer liegen als die Hauptniederterrasse. Diese 5 Niveaus, im folgenden als Niveau I bis V bezeichnet, entsprechen den Flächen C 1 bis C 4 von FEULNER (1955) bzw. der Oberen Fürstenfeldbrucker Terrasse und den Schöngesinger Zwischenterrassen von GROTENTHALER (1980).

Die Hauptniederterrasse (HNT) im Ampertal wurzelt 1 km NE des Amperdurchbruchs an den Moränen der Phase von St. Ottilien (KNAUER 1929) (vgl. Tab. 1). Sie findet ihre Fortsetzung südlich der Amper in der „Mauerner Schotterfläche“ (FELDMANN 1990: 86). Am Amperdurchbruch erreicht die HNT eine Höhe von 565 m NN. Vermutlich lag vor der Zerschneidung der Moränen an dieser Stelle ein ehemaliges Gletschertor, das die tiefste Stelle in der Moränenumrahmung bildete.

Der höchste Ammerseespiegel ist somit bei 565 m NN anzusetzen. Er wurde unmittelbar nach dem Abrücken des Gletschers von den äußeren Endmoränen erreicht.

Dabei handelte es sich aber nicht um eine zusammenhängende Seefläche, da der Gletscher sich nicht kontinuierlich zurückzog und sein Vorland freigab,

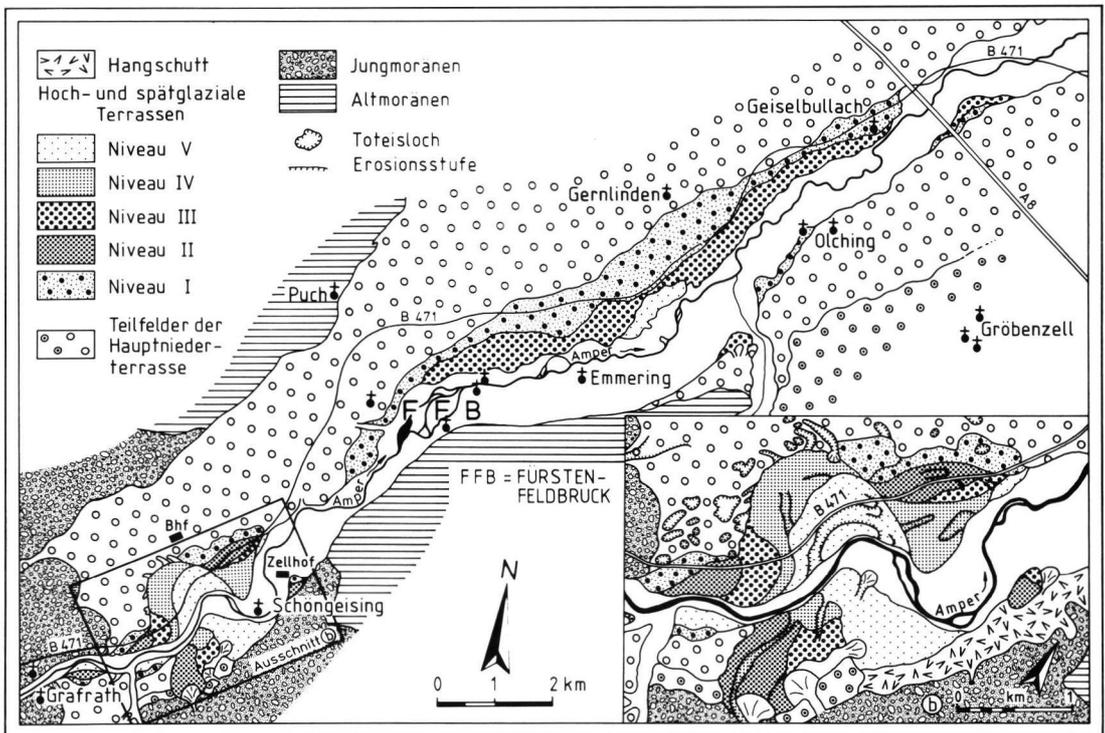


Abb. 2: Die Terrassen im oberen Ampertal.

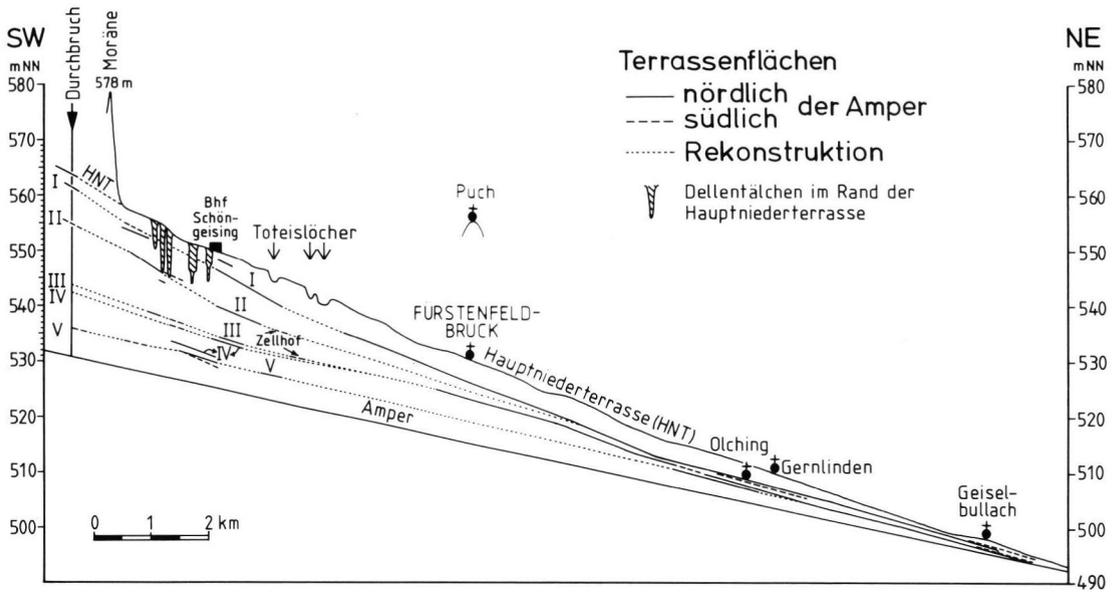


Abb. 3: Längsprofile der Terrassen im oberen Ampertal.

sondern an der Stirn zusammenbrach. Das Ammerseebecken war folglich von intakten Toteismassen erfüllt („Beckentoteis“ nach GAREIS 1978: 3), während die aktive Gletscherstirn schrittweise nach S verlegt wurde.

Das Beckentoteis läßt sich am Ammersee nicht direkt nachweisen. Dieses ist aber am Südufer des Starnberger Sees und im Bereich der Osterseen möglich. Dieses Gebiet ist bereits von ROTHPLETZ (1917), TROLL (1937) und GAREIS (1978) bearbeitet worden. Eine Neukartierung ergibt folgendes Bild (FELDMANN in Vorbereitung): Westlich des Großen Ostersees findet sich in Resten die Endmoräne des Ammerseestadiums, die nach N in einen Übergangskegel übergeht, der von zahlreichen Toteislöchern unterbrochen wird. Der Übergangskegel ist als Randterrasse ausgebildet, die im Osten mit einer 10–15 m hohen Stufe abbricht. Er ist gegen eine zusammenhängende Toteismasse geschüttet worden, die insgesamt die heutigen Osterseen erfüllt und vermutlich auch noch eine Verbindung zu Toteis im Starnberger See hatte. Die Fläche des Übergangskegels geht im N in eine reine Erosionsfläche über, die in ungefalteter Molasse angelegt ist und westlich an Seeshaupt vorbei bis zum Starnberger See zu verfolgen ist. Unterhalb dieses Übergangskegels liegt eine weitere Randterrasse, die Seeshauptfläche. Diese ist im E (im Bereich der Osterseen) ebenfalls gegen Toteis geschüttet worden. Bei Seeshaupt zeigen die Sedimente dieser Fläche eine typische Seedelta-Schichtung, ohne jedoch die Morphologie eines Deltas aufzuweisen. Vielmehr zeigt die nördliche Begrenzung dieser Fläche ein über 2 km

langes vollkommen gerades Ufer zum Starnberger See, welches ohne ein Widerlager in Form von Beckentoteis nur schwer zu erklären ist. Die Schotter sind folglich in einen Eisrandstausee geschüttet worden. Dieses wird auch schon von GAREIS (1978: 45) vermutet. Auch JERZ (1983 b: 31) nimmt für diese Zeit ein „... von Toteis erfülltes Gletscherbecken...“ an, gegen das von S Schotter geschüttet wurde.

Nun läßt sich die Seeshauptfläche nach S eindeutig bis zu den Endmoränen des „Uffinger Stadiums“ (TROLL 1937) verfolgen. Die aktive Gletscherstirn lag damit mindestens 15 km weiter südlich, als das Osterseengebiet und der Starnberger See noch von Beckentoteis erfüllt waren. Dieses ist somit auch für den Ammersee zu dieser Zeit anzunehmen, nur finden sich hier keine entsprechenden Formen, da die Ammer als Fluß, der aus dem Gebirge kommt, nachträglich möglicherweise vorhandene Randterrassen ausgeräumt hat. Der Starnberger See hingegen hat von S nur unbedeutende Zuflüsse, so daß hier die Formen erhalten blieben.

Der ehemalige Wasserspiegel von 565 m NN entspricht damit sehr wahrscheinlich einem „Toteisgerinne“, das sich auf dem Beckentoteis gebildet hat. Schotterterrassen in dieser Höhenlage, aufgebaut aus glazifluvialen, geschichteten Kiesen, finden sich z. B. bei Buch a. Ammersee (FELDMANN 1990: 154–156).

Im oberen Ampertal zwischen Grafrath und Schöngeising liegen unterhalb der HNT 5 Terrassenflächen, die während der Zerschneidung der Moränen gebildet wurden. Sie sind als Trompentälchen (TROLL 1926)

Tab. 1: Die würmhoch- und spätglazialen Rückzugsphasen des Ammerseegletschers

	Gletscherstände	B e s c h r e i b u n g
Würmspätglazial	Egesen	} Gletscherstände innerhalb des Gebirges (Die Typlokalitäten liegen im Inntal und dessen Nebentälern)
	Daun	
	Gschnitz	
	Steinach	
	Bühl	
----- Gletscher am Alpennordrand -----		
Würmhochglazial	Uffinger Stadium ⁵⁾	Endmoränen nördlich von Staffel- und Riegsee
	Pollinger Phase ⁴⁾	Endmoränen bei Polling
	Ammerseestadium ³⁾	Endmoränen bei Weilheim
	Wessobrunner Phase ²⁾	} äußere Endmoränen, die das Zungenbecken im Numsäumen
	Phase von St. Ottilien ²⁾	
	Reichlinger Phase ²⁾	
	Stoffener Phase ²⁾	
Phase 0 ¹⁾	maximale Eisrandlage, dokumentiert durch Toteislöcher und begrabene Moränensedimente	

1) FELDMANN (1990), 2) KNAUER (1929), 3) TROLL (1925), 4) FELDMANN (in Vorb.), 5) TROLL (1937)

anzusprechen. Diese 5 Flächen laufen amperabwärts in 2 Terrassen aus, die in Resten bis Dachau zu verfolgen sind.

Dabei zeigen die Terrassenflächen bei Schöngesing eine markante Oberflächenmorphologie mit tief eingeschnittenen, alten Mäandern, die als ehemalige Amperläufe zu deuten sind, während die Flächen amperabwärts eine ebene Oberfläche aufweisen. Auch sedimentologisch unterscheiden sich die Terrassenkörper, die ab Fürstenfeldbruck als normale fluviale Akkumulationskörper zu finden sind, die mit einer Blocklage beginnend zur Oberfläche hin eine Zunahme der feineren Korngrößen aufweisen. Bei Schöngesing hingegen weist der oberflächennahe Schotter einen starken Blockreichtum auf, wobei die Blöcke, die bis zu 30 % des Schotters ausmachen, Durchmesser bis 40 cm und ein Gewicht bis über 30 kg erreichen. Die Oberfläche der Terrassen ist häufig von einer starken Blockstreu überzogen. Insgesamt ist die Sortierung des Schotters mit sandig-kiesigen Moränenschottern vergleichbar, wie sie von DREESBACH (1985: 94) und GROTTENTHALER (1989: 106) beschrieben werden. In dieses Bild passen die Moränensedimente, die bei Schöngesing an der Terrassenböschung der HNT unter Niederterrassenschotter aufgeschlossen waren (GROTTENTHALER 1980: 28) und in Bohrungen nachgewiesen sind. In älteren Arbeiten

wird die Terrassentreppe, auf der Schöngesing liegt, auch als Moränenwall gedeutet (v. AMMON 1894: 264—265; ROTHPLETZ 1917: 189).

Damit sind die Niveaus in autochthonen Moränensedimenten angelegt und als reine Erosionsterrassen anzusprechen. Erosionsterrassen werden in der Literatur zwar häufig beschrieben, bisher ist aber in keiner dieser Fälle die Natur einer fluvialen Schotterfläche als reine Erosionsterrasse nachgewiesen.

Mit den Erosionsflächen ist nun eine direkte Bestimmung ehemaliger Ammerseestände gegeben: Da diese Flächen beim Auslauf des Ammersees gebildet wurden und gleichzeitig die Höhe der Amper bei ihrer Anlage zeigen, spiegelt die Höhenlage der Flächen am Amperdurchbruch bzw. ihre Rekonstruktion bis zum Durchbruch alte Seespiegel wider.

Das oberste Niveau I ist in einem kleinen Terrassenrest bei Grafrath erhalten und erreicht hier eine Höhe von 561—562 m NN. Sedimente, die diesem Seespiegel entsprechen, finden sich bei Buch a. Ammersee und im Raisting Delta.

Das Niveau II liegt am Durchbruch der Amper bei 555 m NN und dokumentiert einen entsprechenden Seespiegel. Die Niveaus III und IV sind bei Grafrath nicht erhalten. Ihre Rekonstruktionen bis zum Durchbruch belegen aber Seespiegel von 544 und 542 m NN.

Das tiefste Niveau V ist wieder als Terrassenrest in Grafrath erhalten. Auf ihm liegt das Gasthaus des Ortsteiles Wildenroth. Es weist eine Höhe von 536 m NN auf.

Neben dem rezenten Ammerseespiegel von 533 m NN lassen sich somit 6 ehemalige Seestände bei 565, 561, 555, 544, 542 und 536 m NN rekonstruieren. Dabei ist aber bei den beiden höchsten Seespiegeln von einem toteiserfüllten Ammerseebecken auszugehen, so daß diese Wasserstände nicht direkt als Seespiegel zu bezeichnen sind.

3 Das Alter der ehemaligen Ammerseespiegel

Es wird im folgenden der Versuch unternommen, das Alter der Seespiegel anhand der Terrassenflächen bei Schöngesing und verschiedener Kriterien innerhalb und außerhalb des Ammerseebeckens abzuschätzen. Eine obere zeitliche Grenze ist durch die Moränen gegeben, die den See aufstauten. Die ehemaligen Seespiegel sind entsprechend jünger als die hochglaziale Maximalausdehnung des Gletschers.

Für den höchsten Wasserstand von 565 m NN gibt es folgenden Altersbeleg: Ein Ammersee dieser Höhe würde — bei dem heutigen Landschaftsbild — bis Polling südlich von Weilheim reichen. Diese Rekonstruktion nach Höhenlinien ist aber fehlerhaft, da das Ammerseebecken zu jener Zeit — wie in Kap. 2 gezeigt wurde — von Beckentoteis erfüllt war und zudem nach dessen Abtauen intensive Hangrutschungen und Sedimentationen das Seebecken teilweise verfüllt haben. Die Rekonstruktion führt somit nur zu einer Mindestausdehnung des Ammersees.

Auffallend ist aber, daß dieser „theoretische“ Ammersee genau die 3,5 km breite Lücke in der Weilheimer Moräne einschließt. Dieser Moränenzug, der locus typicus des Ammerseestadiums von TROLL (1925), ist in Höhen unter 565 m NN nicht ausgebildet. Ebenso verhält es sich mit den Moränenzügen, die zwischen den äußeren Endmoränen bei Grafrath und der Weilheimer Moräne den Ammersee umsäumen. Als Ursache hierfür wird angenommen, daß der Gletscher in einen Eisrandstausee kalbte, der in dieser Höhe seinen Seespiegel hatte und die Ausbildung von Endmoränen verhinderte. Hinweise hierauf sind auch die verwaschenen Enden der Endmoränen bei dem Gut Waitzacker und nördlich von Trankenrain (beide westlich der Ammer in Höhe von Weilheim).

Der Wasserspiegel von 565 m NN hat somit zwischen dem Abrücken des Gletschers von den Endmoränen bei Grafrath bis zum Ammerseestadium existiert. An den abdämmenden Moränen und im Ampertal hat folglich bis zum Ammerseestadium noch keine oder

kaum eine Erosion eingesetzt, obwohl sich die aktive Gletscherstirn um 30 km nach S verlegt hat. Dieses ist damit zu erklären, daß der Gletscher sich nicht kontinuierlich zurückzog, sondern bereits während des Höchststandes flächenhaft abschmolz, bis an einer oder mehreren Stellen die Verbindung zum lebenden Gletscher unterbrochen wurde. Die ehemalige Zunge des Gletschers blieb dabei als riesiges Toteis zurück und konnte sich in dem übertiefen Zungenbecken längere Zeit erhalten, während der lebende Gletscher an der „Bruchstelle“ eine neue Moräne aufbaute.

Diese Art des Gletscherrückzuges, die mehr einem sukzessiven Verlagern der Gletscherstirn als einem Zurückweichen entspricht, wird bereits von KNAUER (1935: 14), TROLL (1936: 36), GAREIS (1978: 2—3) u. a. beschrieben. Aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen innerhalb und außerhalb der ehemals vergletscherten Gebiete im Alpenvorland kommt auch FRENZEL (1983: 145) zu dem Ergebnis, daß „... die Eismasse nahezu katastrophal zusammengebrochen...“ sein muß.

Wie lange sich die dabei abgetrennten Eismassen, die nun inaktiv waren und vertikal abschmolzen, erhalten konnten, ist offen. Aus dem nordischen Vereisungsgebiet gibt es vereinzelt Daten, die die Erhaltung von (überdecktem!) Toteis über 600 Jahre (GROSS 1955: 111—112) bzw. 1.500 Jahre (TROLL 1936: 31) belegen. Nördlich von Berlin belegen C¹⁴-datierte Seekalke in einem ehemals durch Toteis aufgestauten Becken das Abtauen des Eises erst nach 13.200 BP (CHROBOK, MARKUSE & NITZ 1982: 99). PESCHKE (1983: 116) diskutiert für das Alpenvorland die Möglichkeit, daß begrabenes Toteis erst im Bölling-Alleröd-Komplex abgetaut sein könnte.

Diese Daten zeigen, daß das Beckentoteis, wie es für den Ammersee angenommen wird, aufgrund seiner Mächtigkeit über lange Zeit erhalten geblieben sein kann und nur langsam tiefergetaut ist, wobei es in einzelne Klötze zerlegt wurde. Auf diesem Beckentoteis und an dessen Rand entstand dann der Wasserspiegel von 565 m NN. Im Sinne von EBERL (1930: 101) wird damit die Erosion von einer „oberen Erosionsbasis“ bestimmt, und diese wird von der Toteisoberfläche am Auslauf gebildet.

Nun lieferte aber der Gletscher im S und das langsame Abtauen des Beckentoteises Schmelzwasser, das an der einzigen Auslaufstelle bei Grafrath ins Vorland gelangte. Daß hier trotzdem kaum eine Erosion erfolgte, kann mit den klimatischen Rahmenbedingungen zu jener Zeit und mit den fehlenden Erosionswaffen erklärt werden: Zur Zeit des Ammerseestadiums herrschten im Alpenvorland noch hochglaziale Klimaverhältnisse (vgl. FRENZEL 1983; HABBE 1988; FELDMANN 1990: 123—125) mit tiefgründigem Perma-

frostboden. Für die Endmoränen und die anschließenden Übergangskegel und Schotterflächen ist daher anzunehmen, daß sie als poröses Gestein wassergesättigt und damit tiefgefroren waren. Die Schmelzwässer durchflossen also einen Untergrund aus Schotter und Eis, in dem sie nur wenige Möglichkeiten hatten, Schotter zu erodieren. Hinzu kommt, daß sie keine Schotter als Erosionswaffe mitbrachten, da diese in der Sedimentfalle des Ammerseebeckens bzw. in den bereits eisfreien Gebieten abgelagert wurden. Die Schmelzwässer haben somit nur die obersten, zeitweise aufgetauten Schichten ausräumen können.

Außerdem mußten die Schmelzwässer nicht nur einen relativ schmalen Moränenwall durchbrechen — was sicherlich sehr rasch erfolgt wäre — sondern auch den daran nahtlos anschließenden Übergangskegel und die Schotterflächen zerschneiden, wobei sie erst ab Grafrath über Erosionswaffen verfügten.

Mit dem Rückzug des Gletschers von der Weilheimer Moräne setzte dann im Vorfeld die erste kräftige Erosion ein, bei der die erste Erosionsterrasse gebildet wurde, die einen Seespiegel von 561 m NN dokumentiert. Dieses geschah ebenfalls noch unter hochglazialen Bedingungen, da die Schotterterrassen bei Buch Toteislöcher aufweisen und solche auch im Niveau I bei Schöngeising zu finden sind. Diese Toteislöcher sind erst nach Anlage des Niveaus I durch das Austauen von Toteis entstanden.

Die Erosion trotz hochglazialer Verhältnisse hat vermutlich verschiedene Ursachen: Zum einen wird das Beckentoteis soweit abgetaut gewesen sein, daß an der Stirn des Zungenbeckens ein größerer See entstanden war, durch den der Permafrostboden im Bereich des Auslaufes teilweise aufgetaut wurde. Zum anderen lag das Gebiet bei Grafrath nicht mehr im unmittelbaren Einflußbereich von Gletschereis, so daß die im Vorfeld von Gletschern auftretenden kalten Gletscherwinde — die den Permafrost vermutlich noch verstärkt haben — keinen Einfluß mehr auf das Gebiet der Auslaufstelle hatten.

Dieses sind allerdings theoretische Überlegungen, die sich heute im Gelände nicht mehr überprüfen lassen.

Zu dieser Zeit ist auch das Raistinger Delta gebildet worden. Dieses Delta wurde aus einem (heute fast trockenen) Schmelzwässertal geschüttet, das zur Zeit des Ammerseestadiums angelegt wurde (eine frühere Anlage dieses Tales mit abschließendem Delta scheidet aus, da das Gebiet vorher „unter“ dem Gletscher lag). Nun weist dieses Tal im südlichen Bereich eine markante Paßstelle auf, an der sich die heutige Entwässerung in einen nordwärtigen und einen südwärtigen Abfluß teilt (südlich des Schwemmkegels bei Fendt). Die Paßstelle zeigt, daß das Tal auch noch

nach dem Ammerseestadium unter periglazialen Bedingungen aktiv war, das Raistinger Delta also auch noch zu dieser Zeit geschüttet wurde. Somit ist die Datierung des 561 m-Spiegels größenordnungsmäßig in die Zeit kurz nach dem Ammerseestadium sehr wahrscheinlich.

Der nächste Seespiegel von 555 m NN wurde erreicht, als der Gletscher etwa den Alpennordrand erreicht hatte. Dieses entspricht (der bisher nicht näher faßbaren) Grenze zwischen dem Hoch- und dem Spätglazial. In diese Zeit fällt nach HABBE (1988) die allmähliche Auflösung des Permafrostbodens.

Dieses Alter ergibt sich aus verschiedenen Beobachtungen und Überlegungen: Bei Wielenbach (nördlich von Weilheim) finden sich in einer Kiesgrube Deltasedimente (foreset beds), die bis 553 m NN reichen (DREESBACH 1985: 158) und diesem Seespiegel zugeordnet werden können. Das Delta wurde von einem Tal aus in den See vorgebaut, das das Eberfinger Drumlinfeld entwässerte. Das Tal wurde nach EBERS (1926: 80—81) in seiner heutigen Form angelegt, als der Gletscher etwa bei Murnau lag, was dem Uffinger Stadium von TROLL (1937) entspricht. Damit läßt sich der 555 m-Spiegel zeitlich an das Ende des Hochglazials datieren.

Diese Alterseinstufung wird durch Dellentälchen untermauert, die bei Schöngeising den Rand der HNT zerschneiden. Sie enden als Hängetälchen, ohne die ihnen vorgelagerten Niveaus III und IV zu erreichen oder Schwemmkegel auf diese abgelagert zu haben. Sie sind somit fossile Tälchen. Ihr asymmetrischer Querschnitt weist sie zudem als periglaziale Formen aus.

Diese Dellentälchen werden schon von RATHJENS (1952: 142) beschrieben und in die jüngere Tundrenzeit datiert. Die Datierung ergibt sich nach RATHJENS (1952) aus vergleichbaren Tälchen an der Würm, die gebildet wurden, als der Gletscher den Alpennordrand erreicht hatte. Den Gebirgsrand erreichte der Gletscher aber schon am Ende des Hochglazials, während die Gletscher am Ende des Spätglazials bereits hoch in den Alpentälern lagen. Damit lassen sich die Dellentälchen größenordnungsmäßig ans Ende des Hochglazials/Anfang des Spätglazials datieren.

Das Ende des Hochglazials wurde jüngst auch von HABBE (1988: 48) mit den letzten periglazialen Formen markiert — wie sie auch die Dellentälchen darstellen —, von ihm allerdings ins Ammerseestadium gestellt. Nach den eigenen Überlegungen ist die Grenze Hoch-/Spätglazial aber etwa mit dem Bühlstadium anzusetzen, als der Gletscher also den Gebirgsrand erreicht hatte (vgl. FELDMANN 1990: 123—125).

Die Tälchen bei Schöngesing laufen nun höhengleich auf dem (an dieser Stelle rekonstruierten) Niveau I oder II aus, teilweise auch dazwischen, an keiner Stelle aber darunter. Das Niveau II und damit der Ammerseespiegel von 555 m NN läßt sich folglich etwa auf das Ende des Hochglazials/Anfang Spätglazial datieren. Die Dellentälchen zeigen aber auch, daß die unter dem Niveau II liegenden Erosionsterrassen erst im Spätglazial entstanden sind.

Für das Niveau III und IV bzw. die Ammerseestände von 554 und 542 m NN lassen sich keine Altersbelege finden. Die große Erosionsleistung zwischen 555 m NN (Niveau II) und 544 m NN (Niveau III) zeigt aber, daß bei der Anlage des Niveaus III sehr viel Schmelzwasser zur Verfügung gestanden haben muß. Möglicherweise hängt dieses mit dem Zusammenbruch des inneralpinen Eisstromnetzes zusammen, der am Anfang des Spätglazials erfolgte und bei dem sehr viel Wasser freigesetzt wurde. Außerdem ist nun mit der endgültigen Auflösung des Permafrostbodens und dem Auftauen des restlichen Toteises zu rechnen. Dabei tauten nicht nur die Reste des Beckentoteises ab, sondern auch die Toteisreste, die weiter südlich bis zum Alpenrand lagen. Ihre ehemalige Existenz bis nach dem Uffinger Stadium läßt sich sehr schön im Bereich der Osterseen und südlich des Eberfinger Drumlinfeldes zeigen.

Für das unterste Niveau V und damit den Ammerseespiegel von 536 m NN gibt es wieder einen indirekten Altershinweis durch den auf diesem Niveau vorherrschenden Boden. Auf der HNT findet sich als maximaler Bodentyp eine Parabraunerde von 65–70 cm Mächtigkeit, dessen B_1 -Horizont in einzelnen Verwitterungszapfen bis weit in den C-Horizont greift. Auf den oberen Niveaus liegen ebenfalls Parabraunerden, die aber bezüglich der Entwicklungstiefe und -intensität noch nicht so weit entwickelt sind wie auf der HNT. So erreichen die Böden auf dem Niveau II bis 65 cm Mächtigkeit, auf dem Niveau III bis 55 cm. Auf dem Niveau II sind zudem letztmals Verwitterungszapfen zu finden, die hier aber im B_v -Horizont unter dem B_1 -Horizont ausgebildet sind. Auf dem jüngsten Niveau V schließlich ist eine 35 cm mächtige Braunerde verbreitet, die eine beginnende Tondurchschlammung aufweist und somit als Parabraunerde-Braunerde anzusprechen ist.

An der Isar konnte gezeigt werden, daß die jüngste Terrasse, auf der eine Parabraunerde zu finden ist, in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert wurde (FELDMANN et al. 1991), während die älteste holozäne Terrasse einen noch nicht so weit entwickelten Boden trägt (verlehmt und verbrauchte Auenpararendzina). Da beide Gebiete ein vergleichbares Ausgangsgestein aufweisen (Karbonatschotter) und das Niveau V

pedologisch der jüngsten Niederterrasse an der Isar nahesteht, deutet sich eine Entstehung des Niveaus V in der Jüngeren Tundrenzeit bzw. am Ende des Spätglazials an.

Der pedologische Vergleich der verschiedenen Niveaus deutet zudem darauf hin, daß zwischen der Bildung der Flächen längere Ruhephasen gelegen haben. In diesen Ruhephasen haben die jeweils älteren Flächen einen Verwitterungsvorsprung erfahren, durch den die Böden auf den älteren Flächen dann (im Holozän) intensiver ausgebildet wurden, wie es schon von BRUNNACKER (1957: 66) beschrieben wird.

Die unterschiedlichen Böden zeigen aber auch, daß die Bildung der Erosionsflächen und damit die Erniedrigung des Ammerseespiegels über einen langen Zeitraum erfolgt ist, da die Ausbildung der Böden bei gleichem Ausgangsgestein als Funktion der Zeit anzusehen ist.

4 Schlußbetrachtung

Wie gezeigt wurde, scheint sich die Geschichte des Ammersees und der Absenkung seines Wasserspiegels seit dem Würmhochglazial sehr viel langsamer abgespielt zu haben, als dieses bisher angenommen wurde. Danach begann die Zerschneidung der Endmoränen und des anschließenden Schotterfeldes erst mit dem Ammerseestadium, wobei sich der Ammerseespiegel von 565 m auf 561 m NN absenkte. Die nächste markante Eintiefung (auf 555 m NN) erfolgte an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial, als die aktive Gletscherstirn bereits am Alpennordrand lag. Bis zu dieser Zeit herrschten periglaziale Bedingungen. Die Seespiegel von 544, 542 und 536 m NN wurden sukzessiv im Spätglazial erreicht, der rezente Ammerseespiegel wahrscheinlich erst zu Beginn des Holozäns.

Einen Hinweis auf diese lange Entwicklungsgeschichte gibt auch das heute noch unausgeglichene Gefälle der Amper ab Grafrath. So erodiert der Fluß bei rezenten Hochwasserereignissen immer noch Schotter im Bereich des Amperdurchbruches.

Da es sich bei den vorgestellten Datierungen aber um relative Alter handelt, sollten die Ergebnisse zunächst nur als Diskussionsgrundlage betrachtet werden. Vor allem bleibt noch zu prüfen, ob sich Seesedimente in den entsprechenden Höhenlagen am Seeufer finden. Dabei ist aber zu bedenken, daß diese Sedimente abgetragen worden sein können, da sie als Feinsedimente bevorzugt der Solifluktion unterlagen, zumal die internen Hänge des Zungenbeckens noch heute übersteilt sind.

5 Schriftenverzeichnis

- AIGNER, D. (1913): Das Murnauer Diluvium. — Mitt. Geogr. Ges. München, **8**: 77—177, 1 Kt.; München.
- AMMON, L. VON (1894): Geologische Übersichtskarte der Gegend von München. — Jber. Geogr. Ges. München (Festschr. z. 25-jähr. Bestehen), **15**: 239—388, 1 Kt.; München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — *Geologica Bavarica*, **34**: 95 S., 2 Beil.; München.
- BURZ, J. (1956): Deltabildung im Ammersee und Chiemsee. Ein Beitrag zur Untersuchung der Verlandungsvorgänge in den oberbayerischen Seen. — Mitt. Arbeitsber. Bayer. Landesst. Gewässerkde, **1956**: 47 S., 23 Taf., 10 Beil.; München.
- CHROBOK, S. M., MARKUSE, G. & NITZ, B. (1982): Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichselhoch- und spätglazialer Marginalzonen des Barnims und der Uckermark (mittlere DDR). — *Petermanns Geogr. Mitt.*, **126**: 95—102; Gotha.
- CLESSIN, S. (1875): Der Ampergletscher. — *Corresp.-Bl. Zoolog. Mineral. Ver. Regensburg*, **29**: 50—60; Regensburg.
- (1883): Die Moränenlandschaft der bayerischen Hochebene. — *Z. Dtsch. Österr. Alpenver.*, **14**: 193—213; Salzburg.
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. — Diss. Univ. München: VII + 176 S.; München.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland (Iller-Lechgletscher). — 427 S.; Augsburg (Filser).
- EBERS, E. (1926): Das Eberfinger Drumlinfeld. — *Geogn. Jh.*, **39**: 47—86, 1 Kt.; München.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. — Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 2 Beil.; Düsseldorf.
- , GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1991** (3): 127—144; Stuttgart.
- FEULNER, M. (1955): Terrassenuntersuchungen auf der Münchener Niederterrasse. — Ungedr. Diss. Univ. München: 127 S., 5 Beil.; München.
- FRENZEL, B. (1983): Über das Alter der würmeiszeitlichen Endmoränenstände süddeutscher ehemaliger Vorlandgletscher. — Abschließende Bemerkungen. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 106—110, 144—147; München (INQUA-SEQS).
- GAMS, H. (1922): Zur Chronologie des oberbayerischen Postglazials. — *Geogn. Jh.*, **34**: 245—246; München.
- GAMS, H. & NORDHAGEN, R. (1923): Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, **16**: 13—336; München.
- GAREIS, J. (1978): Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des Spätwürmzeitlichen Eisschwundes. — *Würzburger Geogr. Arb.*, **46**: 101 S.; Würzburg.
- GROTTENTHALER, W. (1980) mit Beiträgen von BADER, K., OTT, E., SALGER, M., SCHUCH, M. & WROBEL, J.-P.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7833 Fürstentfeldbruck. — 82 S., 6 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1989): Lithofazielle Untersuchungen von Moränen und Schottern in der Typusregion des Würm. — In: ROSE, J. & SCHLÜCHTER, CH. (Hrsg.): *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?*: 101—112; Rotterdam (Balkema).
- HABBE, K. A. (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland — Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen. — *Z. Geomorph. N. F.*, **Suppl. 70**: 33—50; Berlin, Stuttgart.
- HERMANN, H. (1957): Die Entstehungsgeschichte der postglazialen Kalktuffe der Umgebung von Weilheim (Oberbayern). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **105**: 11—46; Stuttgart.
- JERZ, H. (1983 a): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. — *Geol. Jb.*, **A 71**: 291—300; Hannover.
- (1983 b): Seeshaupt — Eurach — Breinetsried und Höfen. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 31—37; München (INQUA-SEQS).
- (1984): Kalktuffe in der Umgebung von Weilheim/Obb. (Vorkommen — Entstehung — Verwendung). — *Mitt. Geogr. Ges. München*, **69**: 217—220; München.
- KNAUER, J. (1929): Erläuterungen zum Blatt München-West (Nr. XXVII) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Landsberg. — 47 S.; München.
- (1935): Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — *Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, **21**: 65 S.; München.
- KOHL, F. (1951): Bodenkundliche Exkursion in die Umgebung von München. — *Geologica Bavarica*, **6**: 167—183; München.
- MÜLLER, J. & SIGL, W. (1977): Morphologie und rezente Sedimentation des Ammersees. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **154**: 155—185; Stuttgart.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bde, 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).

- PESCHKE, P. (1983) unter Mitwirkung von FRENZEL, B.: Das Moor auf der Pechschnait bei Traunstein. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 116—120; München (INQUA-SEQS).
- RATHJENS, C. (1952): Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. — *Geologica Bavarica*, **14**: 140—150; München.
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, **12**: 99—314, 2 Ktn; München.
- TROLL, K. (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, **18**: 281—292; München.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — *Forsch. dtsch. Landes- u. Volkskde*, **24**: 158—256; Stuttgart.
- (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, **29**: 1—38; München.
- (1937): Die jungglazialen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern. — *Geol. Rdsch.*, **28**: 599—611; Stuttgart.
- WEISS, J. F. (1820): Südbayerns Oberfläche nach ihrer äußeren Gestalt. — 312 S.; München (Leutner).
- WILHELM, F. (1972): Verbreitung und Entstehung von Seen in den Bayerischen Alpen und im Alpenvorland. — *Gas- u. Wasserfach, Wasser, Abwasser*, **113**: 393—403; München.

Manuskript eingegangen am 21. 01. 1991