

FENNIA 50, *J. J. Sederholm* gewidmet  
N:o 28

# SALPAUSSELKÄ IN OBERBAYERN

VON

ALBRECHT PENCK  
BERLIN

MIT EINER KARTE

HELSINKI — HELSINGFORS 1928

FENNIA 50, N:o 28

# SALPAUSSELKÄ IN OBERBAYERN

VON

ALBRECHT PENCK

BERLIN

MIT EINER KARTE

HELSINKI — HELSINGFORS 1928

HELSINGFORS  
1 9 2 8

DRUCK VON A.-B. F. TILGMANN

Unvergesslich sind mir die Tage, die ich Anfang September 1922 mit WILHELM RAMSAY im südlichen Finnland reiste. Es ging am 6. September von Hyvinkää nach Lahti am äusseren Salpausselkä entlang, und nachdem wir die obere marine Grenze bei Tiirismaa besucht hatten, fuhren wir am 7. und 8. September am inneren Salpausselkä westwärts bis Asikkala, und ostwärts bis zum Kymi, bis wir nach Kouvola abbogen. 14 Tage später zeigte mir I. LEIVISKÄ die breite Scheitelfläche vom äusseren Salpausselkä unfern Villmanstrand. Schlechtes Wetter hinderte die nördlich davon gelegene Scheitelfläche des inneren Salpausselkä kennen zu lernen; dagegen konnte ich am 23. September unter seiner Führung die von Utti und die grossen Schottergruben am Bahnhofe von Kouvola besuchen. In dankbarer Erinnerung stehen mir jene Exkursionen, die mich mit der grossen Randmoräne Finnlands an verschiedenen Stellen bekannt machten.

Sie boten mir viel neues; weder in den Alpen noch in Norddeutschland hatte ich ähnliches gesehen. Zwar gibt es in Norddeutschland neben den aus Geschiebelehm aufgebauten Endmoränen stellenweise Sanderflächen, die von Eisrandlagen ausgehen, nach Norden jäh abbrechen, wo das Eis lag, sodass man hier ein proximales Ende sehen kann, vergleichbar mit dem des Salpausselkä. Aber es fehlt das distale Ende; weithin dehnen sich die Sanderflächen, um in Täler auszulaufen. Im Umkreise der Alpen fehlen wallförmige Schottermoränen nicht, die wie der Salpausselkä einen deutlichen proximalen Steilabfall haben. Aber auch hier fehlt der distale Abfall und nirgends ist eine ebene Scheitelfläche vorhanden. Wohl gehen ferner vom Saume der Alpenvergletscherung vielfach weite Schotterflächen aus, die den Sandern Norddeutschlands entsprechen. Auch sie haben ein steiles proximales Ende aber kein distales und sie laufen in die Niederterrassentäler aus. Nicht das Auftreten gerollten Materiales am Gletscherende ist es, was die Sonderstellung vom Salpausselkä bewirkt, sondern das Vorhandensein des distalen Randes neben einem proximalen meist getrennt durch eine ebene Scheitelfläche. Hierin spiegelt sich seine eigene Art. Es ist eine Aufschüttung im stehenden Wasser, während die Endmoränen, Sander- und Schotterflächen von Norddeutschland und dem Umkreis der Alpen fast ausnahmslos auf dem Lande, also über Wasser abgelagert worden sind.

Eine Ausnahme von dieser Regel lernte ich im Jahre nach meiner finnischen Reise in den bayerischen Alpen kennen.<sup>1)</sup> Schon 1917 hatte ich die Schotterablagierung der Brandelalpe im Fermersbachtale unweit Mittenwald in den bayerischen Alpen besucht; zu ihrem vollen Verständnis kam ich aber erst 1923, obwohl ich bereits 1910 unter der Führung von G. DE GEER die sehr ähnlichen Bildungen von Dals Ed kennen gelernt hatte.<sup>2)</sup>

Das Fermersbachtal (vergl. das Kärtchen der Vergletschung der bayerischen Hochalpen) wurzelt unter den nördlichen Wänden des Karwendelgebirges östlich von Mittenwald und richtet sich zum Risstale. Dieses seinerseits mündet beim Forsthaue Vorderriss in das Längstal, in das die Isar unterhalb Mittenwald einbiegt. Selten nur gehen Wanderer heute durch das waldreiche Tal, das den rechten Winkel des Isartales zwischen Mittenwald nach Vorderriss wie eine Hypotenuse abkürzt. Nur die Felsschrofen in seinem Hintergrunde locken jetzt den Bergsteiger. Sie sind von Mittenwald über die Vereinsalpe zugänglich; hier streckt sich am Fusse der Karwendelwände bayesisches Gebiet über die ganze Breite des oberen Fermersbachtals und seiner Verästelungen. Die Talquerschnitte sind hier ziemlich breit und haben die Form von jungen Becken mit U-förmigem Querschnitt. Weiter unterhalb entwickelt sich ein typisches V-Tal. In enger Schlucht fließt hier der Fermersbach, die Grenze zwischen Bayern und Tirol bildend. In den breiten oberen Talstücken hielten sich während des Rückzuges der letzten Vergletscherung längere Zeit kleinere Gletscher, die vom Lawinenschnee der nördlichen Karwendelkette gespeist wurden. Zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung reichte der Fermersbachgletscher bis zur Brandelalp. Sie liegt an der Grenze zwischen U- und V-Tal auf einer mächtigen Schuttablagerung, welche die Lage einer Endmoräne, aber auffällige Zusammensetzung und aussergewöhnliche Form hat. Auf den ersten Blick scheint es als ob hier eine Schotterterrasse einsetze, wie man deren so oft in den Alpentälern begegnet. Aber die Ablagerung dehnt sich nur wenige Hundert Meter talabwärts und hört dann ebenso jäh auf wie sie eingesetzt hat. Zwar erkennt man weiter unterhalb im Tale noch eine deutliche Terrasse, auf welcher die Paindelalp gelegen ist, aber diese Terrasse besteht aus Felsen. Die Schotter des Terrassenstückes an der Brandelalp (1137 m), haben indes nicht die horizontale Schichtung der alpinen Schotterterrassen, sondern sind schräge gelagert so wie die Schotter des Salpausselkä. Zwar liegt nicht eine so regelmässige Deltaschichtung vor wie sie I. LEIVISKÄ<sup>3)</sup> in seiner Monographie dieser Ablagerung Abb. 6, 121, 122, 127 angibt und wie ich sie selbst bei Lahti wahrnahm. Das Fallen der Schichten wechselt vielmehr ziemlich rasch so wie in der grossen Schottergrube an der Eisenbahnstation Kouvola; aber als Regel gilt doch, dass sie sich talabwärts nach dem

distalen Ende der Ablagerung richtet. Ein grosser Aufschluss dicht unterhalb der Brandelalp lässt die Zusammensetzung der 80 m mächtigen Ablagerung vorzüglich erkennen. Der Bach nagt hier an der proximalen Seite und hat eine grosse Entblössung geschaffen. Sie reicht hinab bis zu den Mergeln des Neokomzuges, die in steiler Schichtstellung erschlossen sind. Die oberen Partien sind aufgearbeitet und gehen in eine Grundmoränenbildung mit ziemlich seltenen gekritzten Geschieben über. Darüber folgen die Deltaschotter, ausschliesslich aus Kalk und Hauptdolomit bestehend. Dazwischen schalten sich dünne Lagen von Bänderton ein. Solche werden ausgedehnter in einem weiter ostwärts gelegenen Aufschlusse sowie an dem Bache, der von der Brandelalpe aus in nordöstlicher Richtung zum Fermersbache herab fliesst und in die Aufschüttung einschneidet. Weiter abwärts am Schreienden Bache treffen wir nur noch Tonablagerungen, gelegentlich mit gekritzten Geschieben, die auch in den mit den Schottern vergesellschafteten Bändertonen nicht fehlen.

Sehr auffällig ist die Oberfläche der Ablagerung. Sie gleicht durchaus einer Scheitelfläche des Salpausselkä und ist auf eine Strecke von mehr als 200 m beinahe horizontal, was in meinem Profil a. a. O. Fig. 3, S. 322 nicht richtig zur Darstellung gelangt ist. Sie ist in ähnlicher Weise wie es LEIVISKÄ von einigen Stellen des Salpausselkä beschreibt (S. 252, 257) und abbildet (Abb. 11, 16, 54) über und über mit grossen Kalkblöcken bestreut, zwischen denen hohe Bäume wurzeln und hier und da die Futterstadel für die Wildfütterung stehen. Die Blöcke ordnen sich in Reihen quer zum Tal. Sie liegen auf den Schottern und stellen nicht etwa den Ausbiss einer Blockmasse dar wie manche Blockreihen am Abfall des Salpausselkä nach LEIVISKÄ (S. 254). Die Schotterfläche zieht sich von den Alphütten bis an den erwähnten Bach heran, der nach Nordosten fliesst. Sie ist ein Unikum in den Alpen und unterscheidet die Ablagerung der Brandelalpe von den nicht seltenen Endmoränenwällen, die sonst regelmässig Rückenformen haben. Dabei hat die Ablagerung wie schon erwähnt die Lage einer Endmoräne, welche den alten Bachlauf sperrt. Der neue umgeht sie im Osten und schneidet hier epigenetisch ein. Die Stelle ist daher für die Anlage einer Klause für die Flösserei geeignet und wird als solche genutzt.

Die Ähnlichkeit der Ablagerung mit dem Salpausselkä ist unverkennbar. Hier wie da hat man es mit einer im Wasser abgelagerten Schottermoräne zu tun. Während aber der Salpausselkä in jene Gewässer geschüttet wurde, welche sich aus den durch die Eislast eingedrückten Gebieten dehnten, ist die Deltamoräne der Brandelalpe in einen glazialen Stausee abgelagert worden, der sich im Fermersbachtale erstreckte, als es durch weiter abwärts im Riss-

oder Isartal gelegene Eismassen verschlossen war. Die Tatsache, dass wir im Tal unterhalb der Brandelalpe dann und wann zentralalpine Geschiebe finden, lässt uns mutmassen, dass es die im Isartal liegenden Eismassen waren, die die Aufdämmung bewirkten. Sie frachteten die zentralalpinen Geschiebe heran, die durch schwimmendes Eis im Stausee verbreitet wurden.

In Fennoskandia vergesellschafteten sich Randmoränen vom Salpausselkätypus mit Schotterablagerungen von anderer Lage, den Osern. So gleich ist die petrographische Beschaffenheit beider, dass der Name Os für beide Schotterbildungen angewendet wird, wenn man auch zwischen Längsosern, die der Richtung der Eisbewegung folgen und Querosern unterscheidet, die senkrecht dazu an alten Eisrändern entlang laufen. Wir möchten den Ausdruck Os auf die ersteren beschränken und die Queroser mit mehr oder weniger entwickelter Scheitelfläche Salpausselkä nennen. Sie werden vielfach auch kurz hin als Randmoränen bezeichnet, aber durch diese Benennung wird wenig gewonnen, denn Rand- oder Endmoränen sind von sehr mannigfacher Beschaffenheit, nicht alle haben das für die Oser bezeichnende Rollsteinmaterial, und das Auftreten einer Scheitelfläche ist ein Merkmal, das andern Endmoränenwällen ebenso wie den Osern fehlt. Freilich gibt es auch in Finnland Stellen, an denen eine gewisse Unsicherheit darüber herrscht, ob ein Schotterwall zu den Längs- oder Querosern zu rechnen sei.<sup>4)</sup> Genetisch freilich handelt es sich um wesentlich verschiedene Dinge. Als Typus fassen wir den Salpausselkä auf, indem wir von seinem Vorkommen in Bayern sprechen und beschränken uns nicht mit W. RAMSAY<sup>5)</sup> den Ausdruck ausschliesslich geographisch zur Bezeichnung des Dammes der Finnischen Seenlandschaft zu verwenden.

Längs- und Queroser kommen zusammen vor. Ein Längsos verbreitert sich gelegentlich zu einem Queros und bricht dann ab. Letzteres scheint gleichsam gespeist von einem Längsos. In britischen Ländern, wo der Ausdruck Esker für Os gebräuchlich ist, spricht man dann von einem Feeding Esker. Die beiden Rücken der finnischen Salpausselkä stehen senkrecht zu den Längsosern der finnischen Seenplatte, aber besonders innig ist, wie I. LEIVISKÄ (S. 340) zeigt, die gegenseitige Beziehung nicht. Nicht immer ist der Salpausselkä da am kräftigsten entwickelt, wo auf ihn ein starkes Längsos stösst. Es gibt auch Verbreiterungen, z. B. bei Utti, ohne dass ein Zubringeros vorhanden ist. Weite Strecken des westlichen Salpausselkä stehen überhaupt nicht mit Osern in Verbindung; man kann daher letztere nicht ohne weiteres für die Entwicklung des Salpausselkä verantwortlich machen.

Im deutschen Alpenvorlande führen weder zu den Schottermoränenwällen noch zu den breiten vom Eise ausgehenden Schotterfeldern Oser. Bei den Schottermoränenwällen geht die Moräne, wie meine Abbildung der Kiesgrube

von Thann bei Holzkirchen<sup>6)</sup> zeigt, allmählich in Schotter über. Hier ist sicher, dass das Schottermaterial von der Gletscherstirn kommt, an welcher Moränenmaterial ausapert. Solches muss überall dort geschehen, wo ein Vorstoss eingesetzt hat, bei welchem die hinteren, kräftigen Eispartien mit ihren Untermoränen sich über die vorlagernden fast tot daliegenden Partien schoben, so dass schliesslich eine dachziegelartige Überlagerung von Untermoränenmaterial entstehen musste, die beim Ausapern viel Moränenschutt lieferte. Rannen bei einem einsetzenden Rückzuge reiche Wassermassen darüber hinweg, so wurde jenes fortgespült, wobei die Gletscherschrammen der Geschiebe bald verloren gingen und diese als Geröll vor der Stirn des Gletschers abgelagert wurden, während der feine Sand und Schlamm weiter geschleppt wurde. Dort, wo mächtige Schotterfelder am alten Eisrande einsetzen, haben aber gewiss neben den oberflächlich abfliessenden Wassern auch die dem Eise entquellenden eine Rolle gespielt, so wie wir es an manchen heutigen Gletschern z. B. dem Schwarzensteinkees im Zillertal sehen, der an einem Schotterfelde endet, und des Obermoränenmaterials entbehrt. Hier entsteht der Schotter an der Gletschersohle durch Auswaschung der Untermoräne. Eine offene Frage ist lediglich, woher diese dem Eise an solchen Stellen entquellenden Wassermassen kommen. Die eiszeitlichen Schotterfelder wie z. B. das Rafzer Feld zwischen Schaffhausen und Eglisau am Rhein brechen in der Richtung, von welcher der Gletscher gekommen meist jäh ab und zeigen einen deutlichen Proximalrand, ähnlich dem des Salpausselkä. Haben die Schmelzwässer unter hohem Druck stehend diesen Rand erstiegen oder waren sie durch ihn lediglich aufgestaut, sodass sie über ihn überflossen? Für die erstere Annahme finden sich in den Alpen keine Stützen, und Oser, die man gern als Beweise für eine subglaziale Wasserzirkulation annimmt, kommen in den Alpen äusserst selten vor. Nur eine Ablagerung ist mir bekannt, die als Os gedeutet werden kann. Das ist der Schotterrücken von Sindelsdorf im Kochelseebecken, auf den ROTHPLETZ zuerst hingewiesen hat.

Echte Oser sind auch in Norddeutschland nicht häufig, wo sie von GEINTZ 1886 entdeckt und als Wallberge bezeichnet worden sind. Aber nicht alles, was als Wallberg beschrieben worden ist, trägt die Züge typischer Oser,<sup>7)</sup> und soweit solche vorliegen, sind es kurze Reihen von Schotterhaufen, die nicht die Zusammenhänge und Konstanz der Richtung der fennoskandischen Oser zeigen. Die flacheren Teile von Fennoskandia, Süd- und namentlich Mittelschweden sowie Finnland sind das eigentliche Land der Oser, wo sie häufig und geschart auftreten und sich vielfach mit Randmoränen, oft vom Salpausselkättyp, vergesellschaften. Doch greifen sie weiter als letztere, wie die norddeutschen Oser und die Kanger östlich von Riga zeigen.<sup>8)</sup> Ihre Bildung ist



weniger an das stabile Ende einer Vergletscherung im Alpenvorlande und in Norddeutschland, sondern an die Gebiete eiligen Eisrückzuges, nicht aber an einen solchen in Wasser geknüpft. Eine Unterbrechung dieses Eisrückzuges zeigt der finnische Salpausselkä an, den wir in seiner Erscheinung weniger mit den Schottermoränen des Alpenvorlandes, sondern mit den hier am Gletscherende beginnenden Schotterflächen vergleichen können, die hier eine Strecke weit deltaartig im Wasser aufgeschüttet wurden. Aber während in den Alpen solche Schotterflächen, ebenso wie die Sanderflächen Norddeutschlands nur gelegentlich auftreten, ist der Salpausselkä ununterbrochen auf eine Entfernung von 600 km am Eisrande zur Ablagerung gekommen.

Dieselben Fragen, die sich an den steilen proximalen Abfall der Schottermoränen und jener Schotterflächen knüpfen, wiederholen sich auch hier: Ist das Material der Randbildung des Eises herzuleiten aus ausgeaperten Obermoränen, das von Oberflächenwassern herabgespült wurde oder stammt es aus Untermoränen? Ferner, wenn letzteres der Fall war, woher kamen die dem Eise entquellenden Wasser, stiegen sie aus dem Hinterlande des Salpausselkä empor oder waren sie durch letzteres nur gestaut und flossen nur über?

Dass Wasser am Boden des sich aus Finnland zurückziehenden Eises wirksam waren und starke lebendige Kraft entfalteten, lehren die zahlreichen Riesentöpfe, die sich hier finden<sup>9)</sup> und die, sofern sie nicht Strudellöcher der Brandung oder rezenter Flüsse sind, nur gebildet sein können zu einer Zeit, als das Land mehr als 100 m tiefer lag als heute und am Eisrande von einem stehenden Gewässer von mehr als 100 m Tiefe bedeckt war. Die im Eise herabstürzenden Wasser mussten also unter einem Drucke von mehr als 10 Atmosphären arbeiten. Aber es erscheint mir kaum denkbar, dass alle die den Salpausselkä aufschüttenden Wasser in die Tiefe herabgestiegen seien, um neuerlich emporzquellen, denn das Land hinter den Salpausselkä trägt durchaus die Spuren von Eisformung und die Wasserwirkungen treten nur ganz spärlich entgegen. Die Grundmoräne ist hier noch erhalten und nicht weggespült. Überdies zeigt der distale Rand des Salpausselkä keine Spur gewaltsam aufquellender Wasser, sondern meist das Blockwerk, das an einer Gletscherstirn abgelagert wird. Eine solche wird von ihm gleichsam abgegossen. Das ganze Material des Salpausselkä ausschliesslich von Osern herzuleiten, verbietet sich durch das erwähnte, von LEIVISKÄ hervorgehobene Missverhältnis zwischen den Osern und den Salpausselkä. Gleich LEIVISKÄ möchte ich das Material des Salpausselkä ganz wesentlich aus dem vom Eise verfrachteten bis an die Stirn gelangten Moränenmaterial herleiten. Dabei dürfte es sich aber nicht bloss um das Material der einfachen Untermoräne handeln. Der Salpausselkä markiert einen Gletscherhalt, der dadurch verursacht ist, dass der Rück-

zug des Eises durch eine Tendenz zum Vorstosse unterbrochen wurde, während dessen sich in der geschilderten Weise eine dachziegelartige Lagerung von Untermoräne entwickeln musste. Ausserordentlich lieferte sie reichliches Material, das von den Schmelzwässern zum Gletscherrande gerollt wurde, wo es von der Brandung zunächst hin und her bewegt wurde.

Dieselben Rollsteine und Sandmassen, die den Salpausselkä zusammensetzen, kehren auch in den finnischen Osern wieder. Petrographisch ist kein Unterschied zwischen beiden Ablagerungen zu machen. Nur die Schichtung der Oser ist weniger regelmässig als die vom Salpausselkä. Periklinale Lagerung kommt häufig vor. Es ist die grosse Frage, ob wir es mit supraglazial oder subglazial gebildeten Ablagerungen zu tun haben, ob wir der Theorie von HOLST (1876) oder der von J. GEIKIE (1877) und STRANDMARK (1884) folgen sollen. Mir scheint, und damit stimme ich mit GEINITZ überein,<sup>10)</sup> dass zwischen beiden Theorien kein prinzipieller Unterschied zu machen sei. Darüber ist kein Zweifel, dass die grosse Menge der Schmelzwässer des Eises auf dessen Oberfläche entstand und in der Richtung von deren Gefälle herabgeflossen ist. Aber ebenso sicher ist, dass Gletscherspalten diese Oberflächenwasser häufig in die Tiefe ablenken, sodass sich an supraglaziale Flussläufe englaziale oder subglaziale knüpfen können. In allen diesen verschiedenen gelegenen, aber miteinander zusammenhängenden Gletscherflussläufen kann sich Geröll anhäufen, welches in den an der Eisoberfläche eingeschnittenen Tälern und in den im Eise oder unter dem Eise sich erstreckenden Höhlen unregelmässig abgelagert wurde. Die Oser können ebenso Geröllablagerungen am Gletscherboden sein oder solche, die beim Abschmelzen des Eises aus Höhlen im Eise oder aus Tälern auf dem Eise auf den Gletscherboden herabsanken, gleichsam auf diesen projiziert wurden. Sie können aber auch das Material sein, das in Spalten am Gletscherrande selber zur Ablagerung kam. Unter allen diesen Umständen mussten Schotterhaufen entstehen, die in der Richtung des Eisrückzuges wuchsen, so wie dies durch G. DE GEER in überzeugender Weise gezeigt worden ist. Die Frage ist nur die: Woher kam das Material der Oser? Knüpft es sich an Innenmoränen, die an Nähten innerhalb des grossen Eiskuchens zur Entwicklung kamen, oder ist es aus Untermoränenmaterial am Gletscherboden herzuleiten? Letztere Annahme dürfte dort zutreffend sein, wo sich die Oser auf festen Felsgrund aufsetzen. Für die Entstehung von Innenmoränen innerhalb eines grossen Eisfächers könnte man vielleicht geltend machen, dass manchmal Eispartien benachbarte etwas zur Seite gedrängten und dieselben überschoben, aber durch Beobachtungen kann diese Annahme noch nicht gestützt werden. Wichtig zur Entscheidung scheint mir die Untersuchung der Unterlage der Oser zu sein. ROSBERG (S. 44) fand Riesentöpfereihen auf der

Insel Hochland in der Richtung des Pyttis-Oses und schliesst daraus sowie aus der reihenförmigen Anordnung von Riesentöpfen in der Richtung der Eisbewegung auf subglaziale in Spalten fliessende Ströme. Dicht neben dem Os von Heinola sah ich indes so wohlerhaltene Gletscherschliffe, dass hier keine starke Rollung von Osmaterial am Gletscherboden stattgefunden haben kann. Es dürfte in grösseren Höhen gerollt und beim Schwinden des Eises herabgesunken sein. Leider konnte ich die grossen Schottergruben an der Eisenbahn bei Punkaharju nicht besuchen. Beim Vorüberfahren schien es mir als ob unter dem Ose hier glatt vom Eise gescheuerte Felsflächen auftreten. Ihre Existenz würde bekunden, dass das Os hier lediglich als eine Aufschüttungsform aufzufassen sei, die vom Orte der Abrollung seines Materiales ziemlich entfernt sein könnte. Das Material der Oser scheint im allgemeinen nicht aus grosser Entfernung zu stammen. Die von DOSS beschriebenen Kanger im Rigaischen Kreise bestehen vornehmlich aus Geröllen der devonischen Kalke und Dolomiten der Nachbarschaft, nur in bescheidener Menge etwa zu 1/8 aus kristallinen Gesteinen, die DOSS als finnische bezeichnet. Das spricht nicht gerade für fernen Ursprung der Gewässer, die die Oser anhäuften, aber wohl dafür, dass diese nicht wie DOSS meinte, einer ost-westlichen Wasserbewegung ihren Ursprung verdanken. Sie stehen senkrecht zu einer Randlage des Eises, die man am Rigaischen Meerbusen anzunehmen hat, und die teilweise in Kurland gut zu erkennen ist. Ihre Richtung steht sowohl im Einklange mit Radialspalten einer entsprechenden Eiszunge wie auch mit der Annahme ihres Oberflächengefälles, also sowohl mit der Anlage einer supra- wie einer subglazialen Bildung. Ähnlich liegen die Dinge in Finnland, dessen Oser senkrecht zu den beiden Flach-Bögen stehen, die der Salpausselkä beschreibt. Man kann auch sie mit Spalten in Verbindung bringen oder mit dem Oberflächengefälle zweier Eislappen. Mit letzteren steht ein spitzwinkliges Zusammenlaufen von Osern im Einklang, wie wir es auf SEDERHOLMS<sup>11)</sup> Karte bei Ikalinen und nordwestlich des Pyhäjärvi in Nyland sehen. Ein solches Zusammenlaufen spricht für Flüsse, die auf einer sanften Eisabdachung herabliessen und sich nach der Art von Gefällsflüssen vereinigten, während wir nach der Spaltentheorie der Oser ein Abspalten von solchen gegen Süden hin wahrnehmen sollten.

Wir kehren nach dieser Abschweifung zur Brandelalpe zurück.

Hier fehlen alle Anzeichen dafür, dass das Schottermaterial subglazial herangeführt sei. Von einem feeding Esker ist keine Spur vorhanden. Dagegen ist sehr wohl denkbar, dass eine im oberen Fermersbachgebiete lagernde steile Gletscherzunge von Schmelzwässern überlaufen wurde, die das Untermoränenmaterial umlagerten, vielleicht auch von aussen her Material herbeiführten.

Oberhalb der Brandelalpe setzten am Hufachboden gewaltige Ufermo-

ränenwälle ein, welche ein längeres Verweilen des Fermersbachtalgletschers bezeugen. Sie bestehen aus sehr grobem Blockwerk, aus mächtigen Trümmern der Karwendelwände, die vom Eise verschleppt worden sind, das oberhalb der Brandelalpe in etwa 1200 m Meereshöhe endete. Wir haben also zwei Gletscherhalte hintereinander, der eine charakterisiert durch reichere Schotterführung an seinem Ende, der andere durch Ablagerung von Riesentrümmern des Karwendelgebirges. Es scheint, als ob von letzteren eine ungeheure Schuttmasse abgebrochen sei, wovon auch riesige Trümmerablagerungen im benachbarten Rontale zeugen. Dies kann dadurch bedingt sein, dass beim Rückzuge der Vergletscherung der Fuss der Karwendelwände von dem an ihm bis 1900 m Höhe emporragenden Eise befreit wurde und gleichsam eines Widerlagers verlustig ging, als das Eis auf 1500—1600 m zusammenschwand. Auffällig ist, dass die auf der Scheitelfläche der Brandelalpe liegenden Blöcke viel kleiner sind, als die des Hufachbodens. Die Schuttbildung wurde erst bedeutend, als sich der Fermersbachgletscher von der Brandelalpe zurückgezogen hatte. Möglicherweise kann man dies Verhältnis mit dem mechanischen Vorstoss<sup>12)</sup> in Zusammenhang bringen auf den ich geschlossen habe: Als sich die Seitengletscher beim Schwinden der Vergletscherung vom Haupttalgletscher losgelöst hatten, hörte die gewaltige Aufstauung auf, der sie unterworfen gewesen waren; sie sanken rasch zusammen und stiessen dabei ein wenig vor, noch lediglich beladen mit dem Schutte, der ihnen bei ihrem Hochstande beigesellt worden war; erst dann, als sie zusammengesunken waren, trat das starke Abbrechen von den Karwendelwänden ein.

Die Halte im Eisrückzuge, die die Moräne im Fermersbachtale anzeigen, können nicht darauf zurückgeführt werden, dass sich das Eis im Schatten der Karwendelkette besonders lange hielt, sondern gehören in eine Gruppe von Halten, die ich als Gschnitzstadium ( $\gamma$ ) bezeichnete. Als die Herabdrückung der Schneegrenze in den Alpen sich auf rund die Hälfte der hocheiszeitlichen gemindert hatte, war allenthalben ein Stillstand im Rückgange der Vergletscherung. Die Hälfte des Eisrückzuges der grossen nordischen Vergletscherung wird in Schweden durch die gotiglazialen Endmoränen G. DE GEER's bezeichnet. Ich habe deswegen gefolgert, dass das alpine Gschnitzstadium den gotiglazialen Endmoränen Schwedens entspricht. Da letztere höchstwahrscheinlich den finnischen Salpausselkä entsprechen, so würde das kleine Stück eines Salpausselkä an der Brandelalpe auch zeitlich der grossen Endmoräne Finnlands gleichzusetzen sein, mit dem sie so viel Ähnlichkeit besitzt.

Der Zug des Salpausselkä zerfällt bekanntlich in zwei Glieder, den äusseren und den inneren, die nach SAURAMOS Untersuchungen um 250 Jahre auseinander liegen und je Halten von rund 200 Jahren entsprechen. Man könnte

geneigt sein, den Halt an der Brandelalpe mit dem äusseren, den am Hufachboden mit dem inneren Salpausselkä zu parallelisieren. Doch wage ich angesichts der Möglichkeit eines mechanischen Vorstosses eine solche subtile Gleichstellung nicht ohne weiteres vorzunehmen. Sie erheischt weitere Untersuchungen im Bereiche der Nachbargebiete, denen der 70-jährige nicht mehr gewachsen ist. Sehr lohnend wäre es ferner, bei der Brandelalpe eine Warvenzählung zu veranstalten, wofür allerdings die vorhandenen Aufschlüsse nicht hinreichend sind und künstliche geschaffen werden müssten.

Der durch die Brandelalpe angezeigte Stausee im Fermersbachtale gehört in eine Gruppe von Stauseen, die ich in den Bayerischen Alpen nachweisen konnte. Sie kamen alle beim Rückzuge der Vergletscherung zur Entwicklung, als die einheitlich grosse Eisbedeckung zerfiel und die Seitengletscher nicht mehr die Haupttalgletscher erreichten. Es ist klar, dass sich auch beim Anwachsen der Vergletscherung glaziale Stauseen entwickeln mussten. Ein typisches Beispiel dafür habe ich erst nach dem Drucke meiner letzten Untersuchungen in den bayerischen Alpen kennen gelernt. Es findet sich südlich Mittenwald in der Tiroler Gemeinde Scharnitz bei der Südflanke des Isartales dicht oberhalb der Einmündung des vom Seefelder Passe kommende Dranbaches. Hier dehnt sich am Nordabfalle vom Hochwaldkopf und Mittagkopf der Kreidenwald, in den der Kreidenbach vom Hochwaldkopf herabläuft. Er durchschneidet eine mächtige Tonablagerung, die stellenweise gut geschichtet ist, aber in ihrer gesamten Ausdehnung durch Moränen überdeckt ist. Es ist klar: Am Saume der heranwachsenden Vergletscherung dehnte sich im Winkel zwischen Hochwald und Mittagkopf ein kleiner See, gespeist von Gletscherwässern, die ihre schlammige Trübe hier niederschlugen. Seine tiefsten Spuren liegen in 1110 m Höhe. Je höher der Gletscher wuchs, desto höher wurde der See gespannt bis er in etwa 1360 m Höhe vom Eise überwältigt wurde, das nunmehr bis an die Felshöhen des Talhintergrundes herantrat. Der Ton wird als Tünchererde gewonnen, früher in 1260 m Höhe, nunmehr in 1300—1320 m Höhe. In ihn greifen von den Bergseiten Schmitzen von Gehängeschutt herein. Sie bezeugen, dass während der Existenz des Sees eine fortwährende Abwitterung der Berge stattfand. Die Mächtigkeit des Tones überschreitet nirgends 20—30 m. Die hangende Moräne besteht lediglich aus kalkalpinem Material, stammt also von einem Karwendelgletscher her, der eher da war, als der über den Seefelder Pass kommende Ast des Inngletschers. Letzterer hat schliesslich die ganze Gegend überdeckt. Die von ihm herbeigebrachten zentralalpinen Geschiebe liegen massenhaft im Kreidengraben umher, fehlen aber in den hier erschlossenen Moränen.

Drei Momente bestimmen die Ablagerung eines Salpausselkä:

- 1) ein Gletscherhalt
- 2) gleichzeitiges Herbeifrachten von Gesteinsmaterial vom Eise her durch fließendes Wasser und
- 3) das Vorhandensein von einem stehenden Gewässer, in dem der Gletscher endet und in dem das herbeigerollte Material abgelagert wird.

Solches herbeigerolltes Material war vielfach auch an alpinen Gletscherzungen vorhanden, aber selten war die Gelegenheit, dass es sich in einem stehenden Wasser abgelagerte. Das ist nicht bloss wie am Fermersbache in glazialen Stauseen geschehen, sondern ereignete sich auch dort, wo das zurückziehende Eis in einem der grossen Vorlandsseen endete. Der Fall indessen, dass es hier quer über einen See einen Endmoränenwall aufwarf, wie es der sich zurückziehende Zürichseegletscher zwischen Rapperswil und Hurden tat, kommt in den Ostalpen nicht vor. Wohl aber endeten die sich von der bayrischen Hochebene zurückziehenden Eismassen eine zeitlang oberhalb der dortigen Seen und in einem Fall wäre es hier beinahe zu der Bildung eines Salpausselkä gekommen. Dem Süden des Würmsees oder Starnbergersees entsteigt bei Seeshaupt eine Schotterterrasse mit deutlicher Deltastruktur, welche einen um etwa 10 m höheren Seestand, rund also um 595 m anzeigt; diese Schotterterrasse zieht sich als ein etwas löcheriges Schotterfeld westlich von Seeshaupt gegen Süden, während sie sich östlich von Seeshaupt ausspitzt, einen Abfall dem See zukehrend, den andern dem Weidfilz, das sich südlich vom See erstreckt. Zwischen Seeshaupt und der Seeshauptener Mühle kann man deutlich einen distalen und einen proximalen Teil der Schotterablagerung unterscheiden, deren bis 595 m schräge geschichteten Schotter von horizontal gelagerten überdeckt werden, so wie es in jedem normalen Delta der Fall ist. ROTHPLETZ hat davon eine gute Abbildung gegeben.<sup>13)</sup> Hier hat man also ein Stück eines Salpausselkä, das beinahe die halbe Breite des Würmseetales einnimmt und das scheinbar wie ein Queros an einem Längssee hängt, wenn man das Schotterfeld südlich von Seeshaupt als solches ansprechen will. In der Tat hat ROTHPLETZ hier Osformen zu bemerken geglaubt und bei seiner geologischen Karte des Osterseegebietes zur Darstellung gebracht. Aber diese Oser stellen nicht wie die skandinavischen einzelne Hügel dar, sondern erscheinen insgesamt als Glieder der löcherigen Schotterfläche südlich Seeshaupt. Diese ist voller Gruben und Kessel, einzelner »Dellen«, deren sich mehrere bis unter den Grundwasserspiegel herabsenken und Seen bergen. Der Ostersee ist der grösste davon. Man hat hier eine typische Pitted Plain vor sich, wie solche in Gletschergebieten häufig vorkommen und überall anzeigen, dass die Schotterablagerung zu einer Zeit geschah, als noch Eisklötze vorhanden

waren, die überschüttet wurden, und beim Schmelzen zur Bildung von Kesseln und Gruben Veranlassung gaben. Die Oser von ROTHPLTZ sind lediglich die Erfüllung von Zwischenräumen zwischen solchen Eisklötzen, die sich keineswegs in einer bestimmten Richtung dehnen. Die Schotterfläche südlich Seeshaupt bricht ostwärts scharf gegen das Weidfilz ab. Wir haben hier ebenso wie östlich Seeshaupt einen distalen Rand, im Westen wird sie überragt von der höheren Drumlinlandschaft von Magnetsried. Südwärts streckt sie sich undeutlich und undeutlicher werdend über Iffelsdorf gegen Antdorf hin, bis sie an niedere Endmoränen stösst. Die Fläche erscheint sohin als die Aufschüttung eines Gletscherflusses an der linken Flanke einer Gletscherzunge, gebildet während des Eisrückzuges. Man kann in ihr nicht ein Feeding Esker erblicken.

Etwas anders als am Süden des Würmsees liegen die Dinge südlich des Ammersees. Hier fehlt die Schotterterrasse, die an den See anstösst. Eine breite vermoorte Fläche zieht sich an der Amper aufwärts bis in die Gegend von Weilheim. An sie grenzen beiderseits Schotterfelder und ein Schotterfeld entsteht ihr im Süden. Das östliche Schotterfeld kommt bei Weilheim am Angerbache aus dem Deutenhausener Tal heraus, in dem es an den Endmoränen von Gossenhofen entspringt. Es ist also fluvioglazialer Entstehung. Nördlich Weilheim sind in ihm zahlreiche Gruben ähnlich wie in dem Schotterfeld südlich Seeshaupt eingesenkt. Die eine wird vom Dietlhofener See eingenommen. Hier wie da erfolgte die Aufschüttung als noch Eisreste vorhanden waren. Diese Aufschüttung zeigt nach Norden hin einen zerfranzten Rand. Das ist die Nordgrenze eines Deltas, das der Deutenhausener Bach in das Ammerseetal schüttete. Die unteren Partien der Aufschüttung z. B. bei Töllern an der Amper zeigen Deltaschichtung; die oberen sind horizontal geschichtet, so in den Gruben um Weilheim, wo nur einmal in der Grube am Friedhof schräge Schichtung in 565 m Höhe auftritt, während sonst allenthalben auch in geringeren Höhen bis auf etwa 550 m herab horizontale Schichtung herrscht. Es handelt sich daher hier wahrscheinlich um eine rein lokale Deltabildung neben einem alten Ammersee entstanden, dessen Spiegelhöhe wir nicht über 550 m ansetzen dürfen. Von Westen her hat der Rottbach bei Raisting und Sölb in den alten Ammersee ein grosses Delta geschüttet, dessen Struktur in den Kiesgruben von Sölb und in den Eisenbahneinschnitten sehr deutlich erschlossen ist: schräge Deltaschichtung bis 550 m herauf, dann scharfe Grenze gegen horizontal geschichteten Schotter. Eindeutig ist die Spiegelhöhe des Sees an zahlreichen Stellen auf 550 m festgelegt. Auch hier handelt es sich um fluvioglaziale Schotter, die wir am Rottbache bis zu niederen Endmoränen nördlich unter Peissenberg verfolgen können. Flach geschich-

tet sind die Schotter, die am Süden des Spornes sich herausheben. Sie liegen alle über 560 m Höhe und sind gleichfalls fluvioglazial. Ich sehe keine Veranlassung, an meiner Angabe<sup>14)</sup> zu rütteln, dass am Schluss während des Eistrückzuges der Spiegel des Ammersees in 550 m Höhe lag.

Die Feststellung ist wichtig, denn sie ermöglicht bestimmte Vorstellungen über die Ausdehnung des Ammer- und Würmsees am Schlusse der Eiszeit zu gewinnen. Sie war nur an den Seeenden wesentlich grösser als heute, aber nicht so gross wie ROTHPLETZ verzeichnet und auch ganz wesentlich kleiner als GAMS und NORDHAGEN<sup>15)</sup> für den Ammersee angeben. Die beiden letzteren stützen ihre Meinung auf das Vorkommen von Süsswasserschnecken an den Gehängen des Seetales bei Polling und bei Diessen und betrachten sie als Zeugen eines hohen Seestandes, der bei Polling gegen 600 m reichte, während er im Norden nur bis 560 m angestiegen gewesen sein soll. Sie folgern hieraus auf eine ansehnliche Schrägstellung des Seegebietes in postglazialer Zeit.

Das Auftreten fossiler Süsswasserschnecken an den genannten Stellen des Ammerseetales steht seit langem fest, aber es hat mit dem Ammersee selbst nichts zu tun, sondern knüpft sich an das Vorkommen von Kalktuff, der stellenweise voller *Planorbis*- und *Limnaea*-Gehäusen steckt und von *Chara* aufgebaut wird. Namentlich lehrreich ist in dieser Hinsicht das Vorkommen von Polling südlich Weilheim. Es liegt am Ausgange des Ettinger Tales und der Kalktuff ist hier dermassen emporgewachsen, dass er eine Schwelle vor dem Tal bildet, die in dessen unteren Ende den Jakobsee aufstaut. Das einzige deutsche Seitenstück zu den durch Kalktuffbarren aufgebauten Seen der Karstgebiete. Der Kalktuff ist stellenweise nach der Art eines Quelltuffes deutlich geschichtet und birgt zahlreiche Blattreste von Eichen, Buchen, Ahorn, Linde, Weiden, wozu sich die Gehäuse von Landschnecken gesellen. Andere Partien des Tuffes haben das Aussehen des Alm von Südbayern und bestehen aus *Chara*-resten. In diesen Partien kommen die Gehäuse von Wasserschnecken vor, sowie auch Reste von Schneidegras (*Cladium mariscus*). Hier hat man es sichtlich mit Ablagerungen von Wassertümpeln zu tun, wie sie sich beim unregelmässigen Emporwachsen von Quelltuffen häufig bilden. Dass diese aquatischen Tuffpartien gerade im Hangenden auftreten, kann nicht Wunder nehmen, da sich hier hinter der Tuffbarre der Jakobsee erstreckt. Der Kalktuff von Polling erscheint sohin nicht als eine vollkommen einheitliche Bildung. Stellenweise hat sein Wachstum einmal ausgesetzt oder haben sich Tümpel auf seiner Oberfläche gebildet, doch fand ich nirgends Anzeichen dafür, dass eine allgemeine Unterbrechung des Tuffabsatzes stattgefunden habe wie GAMS und NORDHAGEN annehmen. Beide halten die aquatischen Ablagerungen für solche des Ammersees, weil in ihnen dieselbe Schneckenfauna auftritt, aber sie



berücksichtigen nicht, dass sich diese vermeintlichen Ablagerungen des Ammersees ausschliesslich auf das Gebiet des Tuffes beschränken. Sobald man letzteres verlässt, gibt es auch nicht eine Spur mehr von Süswasserschnecken am Talgehänge und keine Andeutung einer Uferlinie, wonach ich zwischen Weilheim und Polling eifrig gesucht habe. Ganz ebenso liegen die Dinge bei Diessen, dessen Kalktuffe eine ganz ähnliche Zusammensetzung haben wie die von Polling, auch Nester vom aquatischen enthalten, aber keine Spur einer Uferlinie ist ausserhalb des Tuffgebietes in der Höhe jener aquatischen Partien zu erkennen. Auch finden sich über den fluvioglazialen Schottern am Boden des Seetales weder bei Raisting noch in der Gegend nördlich und südlich von Weilheim irgendwelche lakustren Ablagerungen, die doch vorhanden sein müssten, wenn sich hier ein postglazialer See erstreckt hätte. Der Ziegellehm von Polling, den ROTHPLETZ geneigt ist, für eine lakustre Ablagerung zu halten, enthält lediglich *Helix*-Schalen und nicht Süswasserformen. Wegen des Auftretens von Landschnecken darf man aber eine Ablagerung nicht ohne weiteres als lakuster bezeichnen. Lakustre fossilführende Ablagerungen setzen erst ein vor dem distalen Rande der fluvioglazialen Ablagerungen. Es ist Ton mit *Pisidium* und *Valvata*, die einem postglazialen Ammersee von weniger als 550 m Spiegelhöhe entsprechen. Neben ihnen kommen auch terrestre Lehme vor z. B. bei der Rottmühle zwischen Raisting und Diessen, offenbar ein Schwemmkegel des Rottbaches. Endlich hat CLESSIN bereits 1874 nachgewiesen, dass sich die Fauna der Kalktuffe durch das Fehlen von *Anodonta*, *Unio* und *Paludina* wesentlich von der des Ammersees unterscheidet. Es entfällt sohin jede Spur eines ansehnlichen postglazialen Hochstandes des Sees sowohl bei Weilheim wie auch bei Diessen, und damit jeder Grund für die Annahme postglazialer Krustenbewegungen, wie sie GAMS und NORDHAGEN machen. Auch die andern Schollenverwerfungen, welche beide in der schwäbisch-bayerischen Hochebene konstruieren (Tafel 24), entbehren jeder exakten Begründung.

Damit soll nicht bestritten werden, dass im bayerischen Alpenvorlande, wo heute Krustenbewegungen durch geodätische Operationen nachgewiesen worden sind, auch postglaziale Krustenbewegungen stattgefunden hätten, aber der Nachweis für sie fehlt. Man könnte sie am sichersten durch Verfolgung des spätglazialen Hochstandes der grossen Seen gewinnen, deren Höhen an den Südenen wir auf den Meter genau anzugeben vermögen. Es erscheint als eine lohnende Aufgabe ihn um die beiden Seen herum zu verfolgen, um zu sehen, ob infolge der Eisentlastung in postglazialer Zeit ein Aufquellen der Alpen stattgefunden hat. Allerdings müsste diese Untersuchung mit Vorsicht durchgeführt werden, denn in dem Augenblick, da die Seen vom Eise verlas-

sen wurden, begann der Abfluss einzuschneiden und es musste ein rasches Sinken des Seespiegels eintreten. Deswegen kann wohl der Fall vorkommen, dass am Nordende höher gelegene spätglaziale Uferlinien auftreten als am Südende. Nur wenn das umgekehrte der Fall ist, kann auf eine Schrägstellung des Seegebietes geschlossen werden.

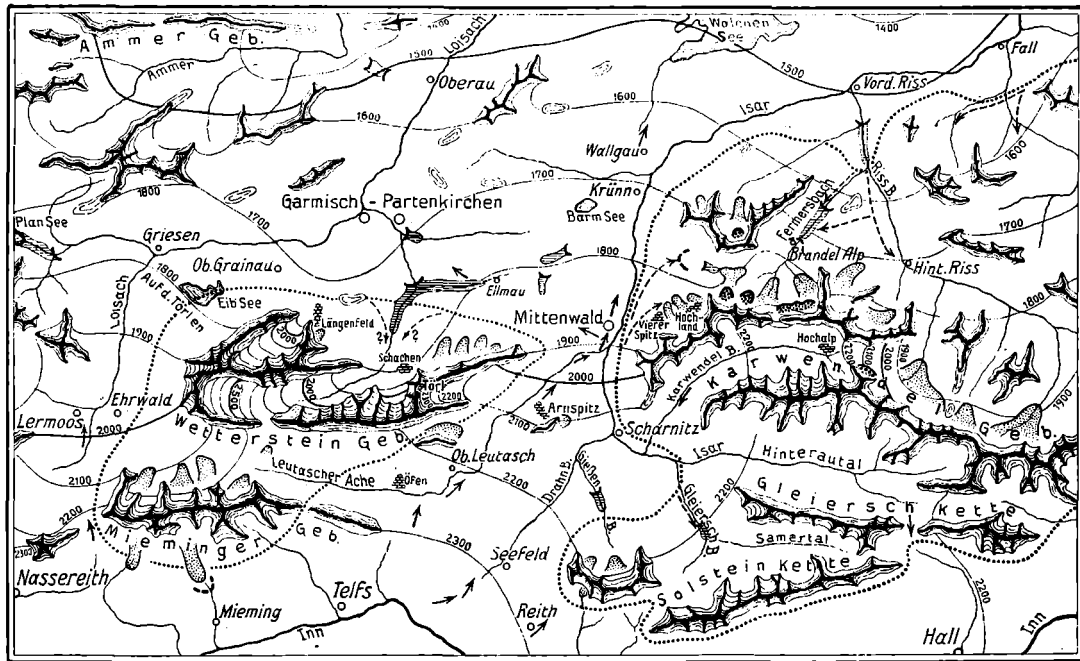
Die Kalktuffe von Polling und Diessen sind ausgesprochen postglazial und wohl jünger als die spätglazialen Uferlinien des Ammersees von 550 und des Würmsees von 595 m Höhe. Beide fallen in die Zeit des ersten Haltes, den die sich zurückziehende Vergletscherung machte, nachdem sie die Jungendmoränenlandschaft verlassen hatte. Es handelt sich um einen Rückzug der beiden Seen um den Betrag ihrer maximalen Länge also um 20—30 km, wie ein solcher Halt am Zürichsee durch die Endmoräne Rapperswil-Hurden angezeigt wird; ich bezeichne die Moränen dieses Rückzugsstadiums, das sich weithin in den Alpen erkennen lässt als Bühlstadium  $\beta$  und möchte es mit dem Daniglazial G. DE GEERS vergleichen, das um 3000 Jahre älter ist als das Gotiglazial. Die Kalktuffe von Polling und Diessen hingegen dürften der Zeit der postglazialen Litorinassenkung etwa entsprechen. Sie sind gleich den alpinen postglazial, wie ich zeigen konnte, jünger als die letzten Rückzugsstadien der Vergletscherung, als das Geschnitzstadium der Salpausselkä der Brandelalpe und die höheren dicht unter dem Karwendelwänden befindlichen Moränenwälle des Daunstadium ( $\delta$ ). Auch hierin weichen meine Ergebnisse von den Annahmen von GAMS und NORDHAGEN ab.

Es gibt zahlreiche Parallelen zwischen der eiszeitlichen alpinen und der grossen nordischen Vereisung. Die fortschreitende Untersuchung macht bald hier bald da die entscheidenden Fortschritte. Konnte man in den Alpen die einzelnen Stadien des Gletscherrückzuges mit dem Ansteigen der Schneegrenze in enge Beziehung setzen, so ergeben die Untersuchungen im Norden die dazugehörigen Zeitmasse. Im Norden gibt es Endmorärentypen wie den Salpausselkä, die nur ganz ausnahmsweise in den Alpen vorkommen. Wie unbedeutend aber auch die Ablagerung der Brandelalpe im Fermersbache ist, so trägt sie doch auch einiges zum Verständnis des grossen finnischen Typus bei. Manches, was zur Bildung und Umbildung des letzteren beigetragen hat, entfällt hier: so die starken Brandungswirkungen. An solche kann man an einem stillen Alpensee nicht denken. Auch zeigt sich, dass hier die Bildung einer subaquatisch abgelagerten aus gerolltem Material bestehenden Moräne nicht notwendigerweise an das Auftreten von Rollsteinbildungen geknüpft ist. Selten nur bieten die Alpen Veranlassung an subglaziale Wasserwirkungen zu denken, während man in Fennoskandia nicht minder aber auch in Norddeutschland immer wieder zur Annahme von solchen geführt wird. Derartige Wider-

sprüche löst man am besten auf dem Wege einer vergleichenden Betrachtung. Dankbar gedenke ich der Möglichkeit, die mir dazu auf meiner finnischen Reise 1922 geboten war. J. J. SEDERHOLM war es, der ihr Zustandekommen wesentlich gefördert hat. Wolle er aus diesen Zeilen ersehen, wie viel Anregungen mir der Aufenthalt in seiner Heimat gewährt hat.

### Zitierte Literatur.

- 1) ALBRECHT PENCK: Glazialgeologische Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen. Sitzungsbericht der Preussischen Akademie der Wissenschaften. Physik.-mathem. Kl. 1925. S. 301 (322).
- 2) GERARD DE GEER: Dal's Ed, some stationary Ice-borders of the last Glaciation. Geologiska Föreningens Förhandlingar. Stockholm XXXI. 1909. S. 511.
- 3) I. LEIVISKÄ: Der Salpausselkä. Fennia 41. Nr. 3. 1920.
- 4) HUGO BERGHELL: Huru bör Tammerfors-Kangasala åsen uppfattas. Fennia 5.
- 5) WILHELM RAMSAY: Salpausselkä såsom geografisk benämning. Fennia 42.
- 6) ALBRECHT PENCK: Die Glazialbildungen zwischen Tölz und Holzkirchen. Zeitschr. f. Gletscherkunde VII. 1913. S. 74.
- 7) F. WAHNSCHAFFE: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4. Auflage bearbeitet von SCHUCHT. 1921. S. 202.
- 8) BRUNO DOSS: Die geologische Natur der Kanger im Rigaischen Kreise. Festschrift des Naturforschervereines zu Riga 1891.
- 9) J. E. ROSBERG: Jättegrytor i södra Finland. Fennia 46, 1. 1925.
- 10) E. GEINITZ: Mitteilungen über einige Wallberge (Osar) in Mecklenburg. Archiv Nat. Mecklenburg XLVII 1892. (S. 27 des Sonderabdrucks.)
- 11) J. J. SEDERHOLM: Atlas de Finlande. 1910. Karte Nr. 5. Les Dépôts quaternaires.. Fennia 30.
- 12) ALBRECHT PENCK: Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. Sitzungsber. der preuss. Akademie der Wiss. Physik.-mathem. Kl. 1925. S. 349.
- 13) A. ROTHPLETZ: Die Osterseen und der Isarvorlandgletscher. Landeskundliche Forschungen d. geogr. Gesellschaft München, H. 24. 1917. Mitteil. d. geogr. Gesellschaft München 1917. XII, Taf. 12.
- 14) PENCK, und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. 1909. S. 337.
- 15) GAMS und NORDHAGEN, Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Landeskundl. Forschungen d. geogr. Gesellschaft München. H. 25. 1923. Mitteil. d. geogr. Ges. München. XVI. 2. 1923.



1200 Isohypsen der Eisoberfläche    ..... Grenzen zentralalpiner Geschiebe    - - - - - Abirrende Bahnen zentralalpiner Geschiebe  
 ↗ Gletscherschiffe    🌊 Stauseen    🏔 Vorstoß-Moränen    🏔 Gschnitz-Endmoränen    🏔 Daun-Endmoränen    🏔 Alte Breccien  
 🏔 Firnkämme und Kare    🏔 Nunataker

2 1 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 Km.