

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Solothurn
Band: 16 (1948-1951)

Artikel: Zur Kenntnis der Eiszeitbildungen der Umgebung von Solothurn
Autor: Nussbaum, Fritz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-543271>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 08.02.2026

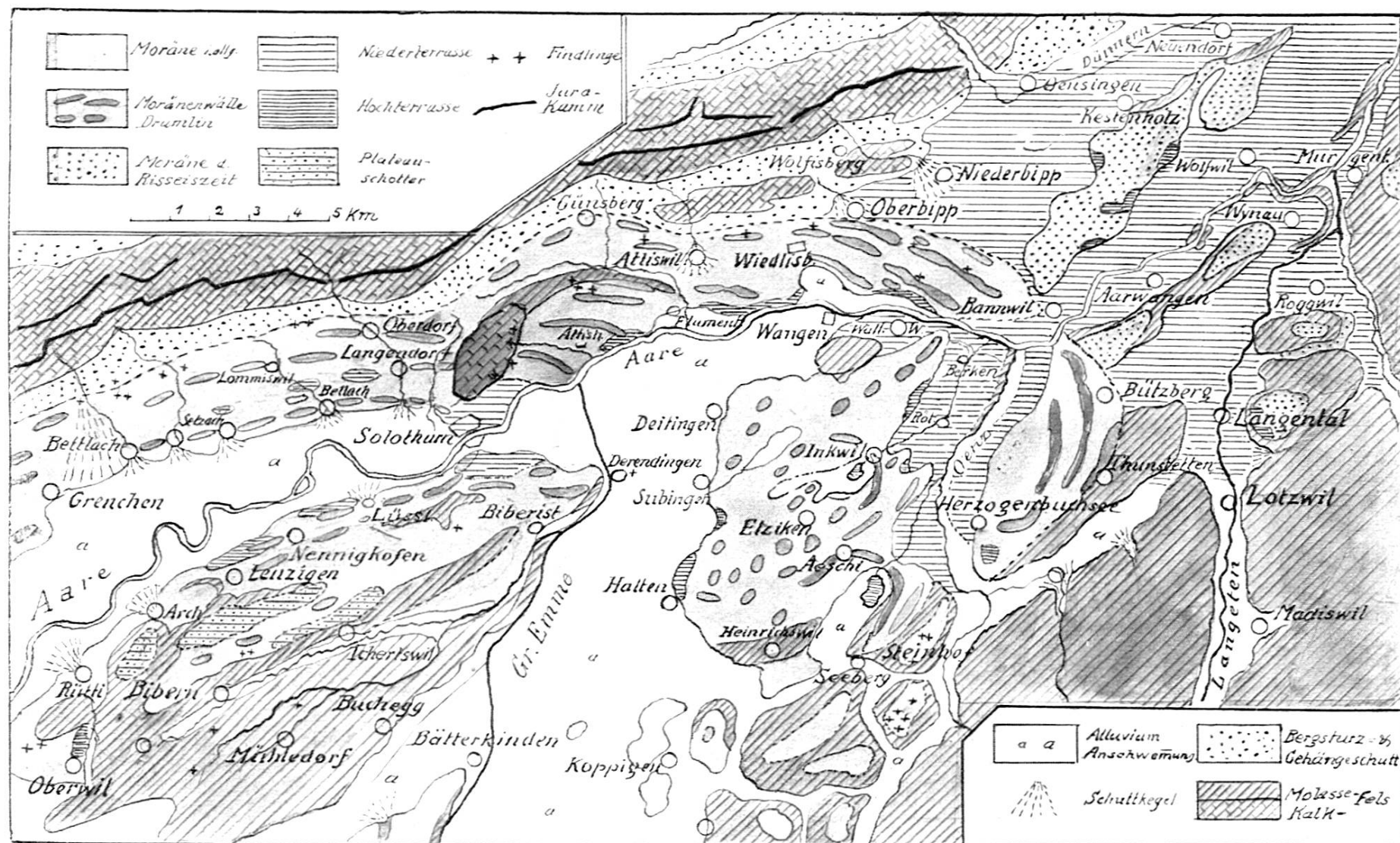
ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Zur
Kenntnis der Eiszeitbildungen der
Umgebung von Solothurn

Von
Prof. Dr. Fritz Nussbaum

Mit 10 Abbildungen, 4 Profilen und einer Karte

1951



Übersichtskärtchen des Endmoränen- und Schottergebietes des diluvialen Rhonegletschers bei Solothurn

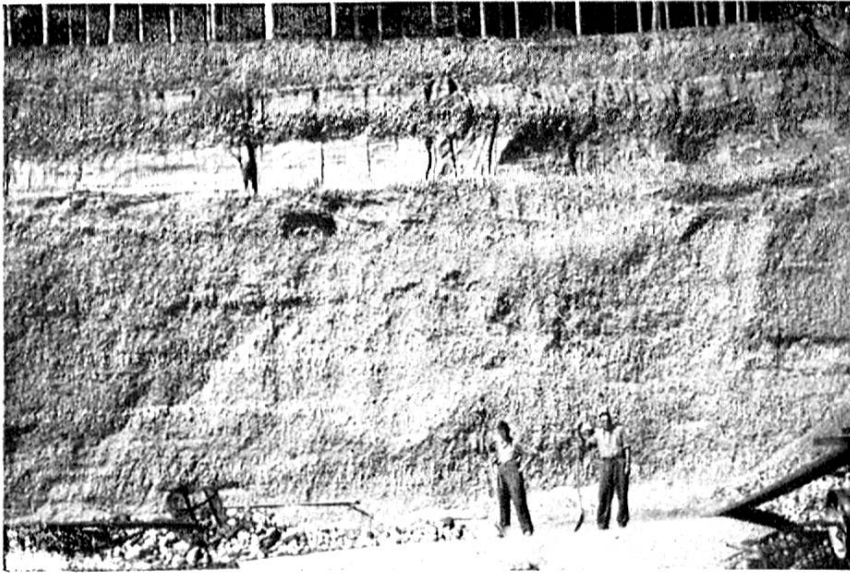


Bild 1.

Plateauschotter Ichertswil (Bucheggberg) in 530 m. Wagrecht geschichteter Aarekies, von hellen Sandbänken durchzogen und von Rhonegletschermoräne überdeckt (s. S. 10).

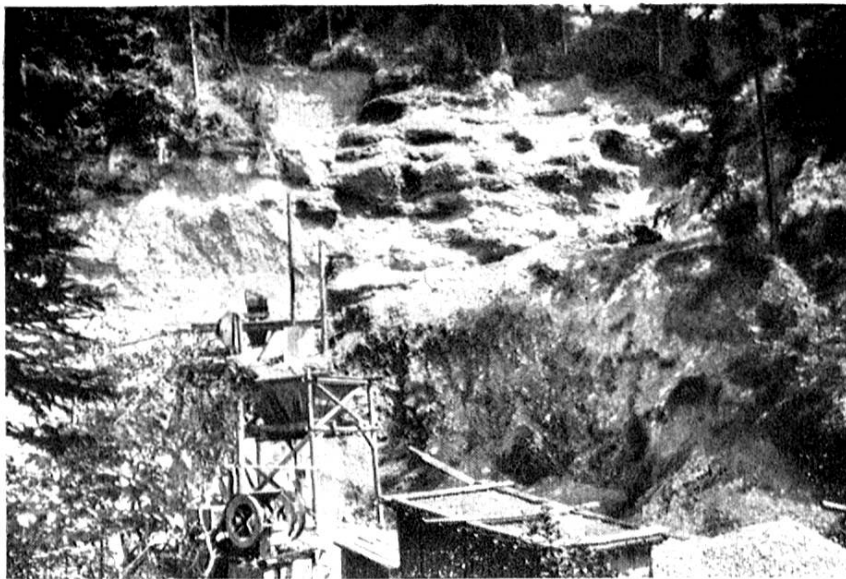


Bild 2.

Hochterrasse oberhalb Bellach in 480 m; zu löcheriger Nagelfluh verfestigt und von Rhonegletschermoräne überdeckt (s. S. 13).

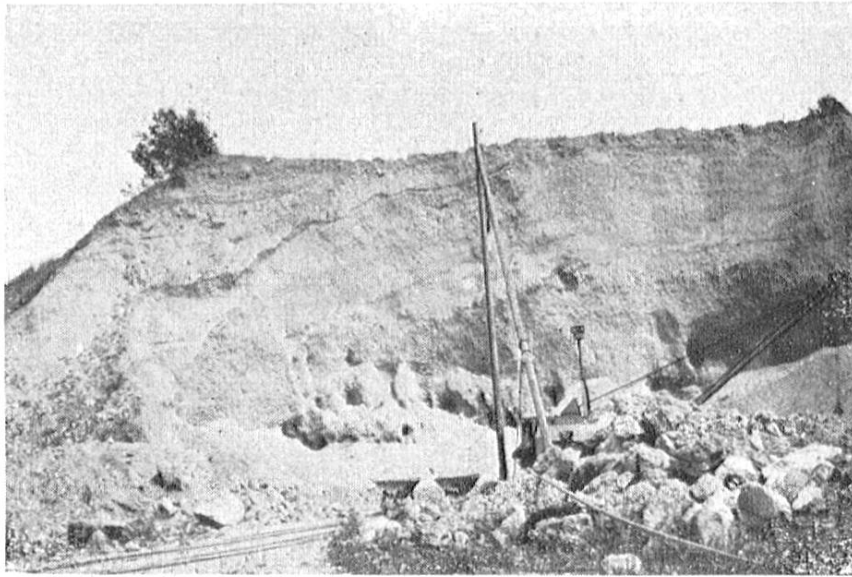


Bild 3.

Lüsslingen, ält. Seelandschotter (Hochterrasse) von Moräne überlagert
(s. S. 13).



Bild 4.

Hochterrasse Altisholz, zu löcheriger Nagelfluh verfestigt und von
Rhongletschermoräne überlagert (s. S. 13).



Bild 5.

Löcherige Nagelfluh (Hochterrasse) westl. Wolfwil (s. S. 13).



Bild 6.

Grosser Findlingsblock (Arkesin) auf dem Steinhof (s. S. 25).

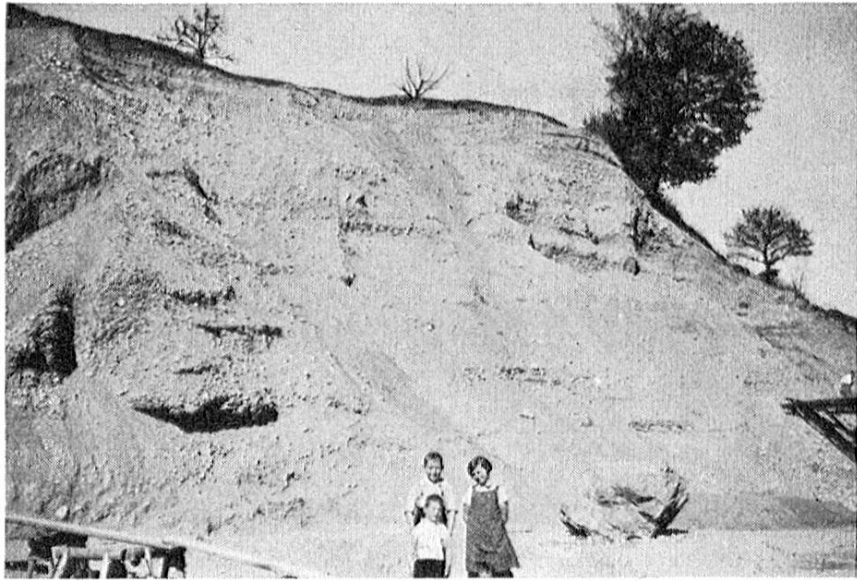


Bild 7.

Bannwil, Uebergang von Endmoräne in Niederterrasse (s. S. 26).



Bild 8.

Niederterrassenschotter bei Schweissacker (s. S. 30).



Bild 9.

Verschwemmter Gletscherschutt (Fluvioglazial) von Bleichenberg aus dem Rückzugsstadium von Derendingen - Brestenberg (s. S. 31).



Bild 10.

Kleiner Moränensee bei Bellach, am Rande der Seitenmoräne aus dem Rückzugsstadium von Solothurn (s. S. 31).

Einführung

«Die Nacht weicht langsam aus den Tälern».

Unter der Eiszeit versteht man die jüngste Epoche der geologischen Vergangenheit; sie ist in der Erdgeschichte der Gegenwartszeit, dem Alluvium, unmittelbar vorangegangen und liegt bereits 10—15000 Jahre zurück. Die Eiszeit, auch als Diluvium bezeichnet, ist durch ein wesentlich kühleres und niederschlagsreicheres Klima charakterisiert, als dies heute der Fall ist; ihm zufolge haben sich in den Gebirgen, sogar in heute eisfreien Massiven, große Gletscher gebildet, die weit ins Vorland vorstießen und dieses zeitweilig mit großen Eismassen überdeckten, um sich nach geraumer Zeit, infolge von Klimaänderungen, wieder in die Stammtäler zurückzuziehen. Dabei ließen sie gewaltige Mengen von Gebirgsschutt in Form von Blöcken, Moränen und Schottern zurück; abgeschliffene Rundbuckel und Felsbecken zeugen von ihren Erosionswirkungen.

An sehr vielen Orten hat man in alten Gletscherablagerungen Reste von Tieren gefunden, die heute bei uns längst verschwunden sind, wie Mammuth, wollhaariges Nashorn, Rentier, Eisfuchs u. a. m.

Ferner haben die Forscher festgestellt, daß auch der vorgeschichtliche Mensch der Steinzeit Zeitgenosse der Eiszeit war.

Die von der Schweiz ausgehende Eiszeitforschung ist auch in allen andern ehemaligen Gletschergebieten der Erde aufgenommen und erfolgreich durchgeführt worden.

Aus diesen Andeutungen geht hervor, welch große Bedeutung die Eiszeit sowohl für die Landschaftsgestaltung der alten Gletschergebiete wie für die organische Welt, die Lebewesen der Vergangenheit besitzt.

Seit ungefähr 120 Jahren haben sich die Wissenschaftler mit den verschiedenen Problemen der Glazialgeologie, der eiszeitlichen Klimaverhältnisse und der diluvialen Lebewesen beschäftigt; sie sind dabei zu neuen grundlegenden Ergebnissen gelangt.

Die an diluvialen Ablagerungen reiche Gegend von Solothurn hat schon zu Beginn der Eiszeitforschung in der Schweiz eine bedeutende Rolle gespielt und ist seither Untersuchungsobjekt einer ganzen Reihe von Autoren gewesen. Daß in der Beurteilung und Deutung der verschiedenartigen Bildungen die Meinungen der Forscher nicht in jeder Hinsicht übereinstimmen, liegt auf der Hand. Dies war beispielsweise schon bei den Erörterungen über die Herkunft der sog. Findlinge der Fall, jener «verirrten Blöcke», die, aus den Alpen stammend, weit über das Mittelland bis an den Jura hin verbreitet vorkommen.

I. Aus der Geschichte der Eiszeitforschung

1. Die Findlinge und ihre Deutung

durch B. Studer, J. de Charpentier und F. Mühlberg.

Diese zum Teil fast hausgroßen Blöcke, die durch ihre fremdartige Gesteinsbeschaffenheit, ihre Größe, Form und Lage den Naturforschern schon frühe auffallen mussten, wurden von diesen von jeher als aus den Alpen stammende, aber durch gewaltsame Vorgänge von ihren Stammorten verschleppte, über das Mittelland, bis an den Jura hin ausgebreitete Felstrümmer erkannt, so von Leopold von Buch, von H. B. de Saussure, dem ersten Montblanchbesteiger, von J. Ebel und von den schweizerischen Naturforschern, die sich vor 1840 über jene merkwürdigen, fremdartigen «verirrten Blöcke» geäußert haben. Besonders ausführlich und noch heute lesenswert ist die von dem damaligen Berner Geologen Bernhard Studer im Jahre 1825 gegebene Beschreibung der zahlreichen Findlinge, die er vom Thunersee weg im Aaregebiet bis in die Gegend von Solothurn festgestellt und untersucht hatte; unter andern hat er als erster Geologe die großen Blöcke auf dem Steinhof beschrieben (75).

Mit der ihm eigenen Sachkenntnis fand B. Studer heraus, daß die Findlinge im nord-westlichen Teil des Mittellandes, der sich bis zum Jura ausdehnt und sich bis in die Gegend von Solothurn erstreckt, aus dem Wallis stammen mussten; er erwähnt unter den Gesteinsarten insbesondere den Gabbro aus dem Vispgebiet, den Talkgranit oder Arkesin aus dem Bagnetal, den grobkörnigen Granit des Montblanc, ferner Serpentine, Amphibolite, Granatfels und das «Conglomerat von Valorsine». Blöcke dieser charakteristischen Arten finden sich in dem ganzen westlichen Mittelland bis auf die Linie, die sich von Selzach weg über Oberdorf, Günsberg zum Steinhof und von hier über Burgdorf, Hindelbank, Bärswil, Gurten und Schwarzenburg ziehen läßt. Südlich der Strecke Burgdorf—Gurten trifft man ausschließlich Blöcke aus dem Berner Oberland an.

Studer schrieb hinsichtlich der Herkunft dieser Findlinge (Monogr. d. Mol. S. 206): «Die riesenhafte Größe vieler Felsblöcke dieser Schuttmassen, die große Entfernung derselben von ihrem mutmaßlichen Stammort, und die bedeutende Höhe über dem Thalgrunde, auf der wir sie oft finden, haben seit längerer Zeit die Aufmerksamkeit unserer ersten Naturforscher auf sie hingezogen. Die Ueberzeugung, daß die heutigen Gewässer auch in ihren stärksten Anschwellungen nicht im Stande seyen, solche Massen aus den hinteren Alpenthälern bis auf die höchsten Rücken des Jura zu wälzen, drängte sich jedem auf, der das Phänomen auch nur oberflächlich beobachtete. Man ließ daher die Blöcke durch Meeresfluten von den Alpen losreißen; man dachte auch an *Gletscher* oder schiefe Ebenen, die von den Alpen sich bis an den Jura erstreckt hätten, oder man nahm Eisinseln zu Hülfe, die zur Zeit der Meeresbedeckung von den Alpen-

gletschern sich losgelöst, und mit Schutt beladen nach Norden getrieben hätten; noch andere glaubten die Blöcke durch vulcanische Kräfte von den Alpengipfeln in die Ferne geschleudert, oder an Ort und Stelle mitten durch die neuen Felslager aus der Tiefe hervorgestoßen. Wie immer haben indeß nur diejenigen Geologen das Problem seiner Auflösung näher gebracht, welche nicht nur ihre Einbildungskraft, sondern vorher die Natur befragten.» —

Aber obwohl Bernhard Studer ohne Zweifel davon Kenntnis besaß, daß der Walliser Ingenieur Ignaz Venetz bereits von der Verfrachtung der Findlinge durch ehemalige große Gletscher gesprochen und geschrieben hatte (79, 80), schloß er sich doch der Meinung berühmter Forscher, wie Leopold von Buch, H. B. de Saussure und Escher, an, nach welchen die Verbreitung jener Felsblöcke durch Wasserfluten bewirkt worden sei, die mit großer Gewalt die äußern Alpenketten zerrissen und sich durch die Quertäler über das niedere Vorland ausgebreitet haben sollten.

Inzwischen hatte der Geologe Jean de Charpentier, Direktor des Salzbergwerkes in Bex, Bekanntschaft mit dem Walliser Gemsjäger J. P. Perraudin und Ignaz Venetz gemacht, die beide die Theorie von den ehemaligen großen Gletschern vertraten. Obgleich er vorerst noch der sog. Flutentheorie zugeneigt war, ließ er sich schließlich doch durch die beiden Walliser von der Richtigkeit der Auffassung von der Verbreitung der Findlinge durch die ehemaligen Gletscher überzeugen (23, 24). Er sprach darüber vor den schweizerischen Naturforschern in Luzern und zeichnete eine Karte der Ausdehnung des diluvialen Rhonegletschers nach den Angaben Studers über die Verbreitung der Walliser Findlinge. Aber seine Theorie fand bei den Fachgenossen keine Zustimmung.

Erst als der Neuenburger Louis Agassiz (1) seine gründlichen Untersuchungen der Aaregletscher beendet und weitere Beweise der ehemaligen größeren Ausdehnung der Alpengletscher geliefert hatte, wozu er außer Moränen noch Rundbuckel und Gletscherschliffe auf Felsflächen rechnete, ließen sich die meisten Gelehrten überzeugen, daß unser Land ehemals von gewaltigen Gletschern bedeckt gewesen sei, denen einzig man die Verbreitung der großen Findlinge des Mittellandes und des Juras zuzuschreiben habe.

Nur einige wenige Forscher, unter ihnen der Solothurner Franz Joseph Hugi (41), glaubten an der Verfrachtung der Findlinge durch schwimmende Eisschollen auf einem das Mittelland bedeckenden Meere festhalten zu sollen, eine Theorie, die, wie Studer ausführte, bereits von Breislack und James Hall aufgestellt worden war (75). Als jedoch Ernest Desor, der Mitarbeiter von Agassiz, in der Hügellandschaft von Amsoldingen eine typische Moränenlandschaft erkannt hatte (25), als Bernhard Studer solche Moränen in andern Gegenden und am Jurafuß an verschiedenen Orten Gletscherschliffe feststellen konnte (76), musste

jeder Zweifel an der großen Ausdehnung der Alpengletscher schwinden. In diesem Sinn wurden auch von dem Solothurner Geologen Franz Lang Gletscherschliffe auf den Steinbrüchen in der Nähe der Stadt sowie Moränen und Findlinge in der Umgebung beobachtet (45, 46).

In ihrer Versammlung in Rheinfelden im Jahre 1867 erließ die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft eine von B. Studer und A. Favre verfasste «Aufforderung zur Schonung der erratischen Blöcke» an alle Behörden und Privaten, welche imstande sein konnten, zur Erhaltung dieser Denkmäler des Urzustandes unseres Landes beizutragen. Zugleich wurde von den Herren Alph. Favre und Joret der Wunsch ausgesprochen, eine Karte der Verbreitung der erratischen Blöcke in der Schweiz aufzunehmen, und zwar unter Mitwirkung einer größeren Anzahl von Mitarbeitern. Nach 15 jähriger Arbeit wurde 1884 diese Karte veröffentlicht, die ein gutes Bild von der großen Menge der Findlinge bot, deren Zahl jedoch seither stark abgenommen hat (28). Nach der Verbreitung deutlicher Moränenzüge und zahlreicher Findlinge, als deren Heimat man die Walliser Alpen erkannte, kamen die Forscher zum Schluß, daß sich der Rhonegletscher in der Eiszeit über das ganze westliche Mittelland ausgedehnt und bei Wangen a. A. geendet hatte, eine Ausdehnung, die bereits 1841 von J. de Charpentier angenommen worden war (24). Alph. Favre und L. du Pasquier haben, der eine 1883, der andere 1891, die Endmoränen des Rhonegletschers näher beschrieben (Lit. 27, 68).

In entsprechender Weise stellte F. Mühlberg (53) Endmoränen des Reußgletschers in mehreren Tälern des aargauischen Mittellandes fest, so bei Staffelbach, Seon, Othmarsingen und Mellingen; ferner fanden sich solche des Linthgletschers bei Würenlos und Bülach (53).

Als man jedoch die Nachforschungen nach den Findlingen, gemäß der von Studer und Favre abgefaßten Aufforderung, in ernsthafter Weise betrieb, zeigte sich, daß nicht wenige solcher Blöcke auch außerhalb der oben erwähnten Endmoränen entdeckt wurden; solche des Rhonegletschers fanden sich teils im Napfgebiet und im Oberaargau zwischen Langeten und Wigger, ferner in bedeutender Höhe an mehreren Orten des Aargauer Juras und später auch im Berner und Solothurner Jura (vergl. Lit. 21, 22, 70, 81, 82, 85).

Die Forscher zogen aus diesen Tatsachen den Schluß, daß diese weit zerstreuten Blöcke einer früheren, bzw. älteren Eiszeit angehören mußten.

Die Annahme zweier Eiszeiten wurde auch in den anderen Gletschergebieten der Schweiz bestätigt, so namentlich von F. Mühlberg für das Reuß- und von Oswald Heer für das Linthgebiet (53, 38).

2. Die Begründung der mehrmaligen Vergletscherung durch L. du Pasquier, Gutzwiller, Penck und Brückner.

Das Problem der wiederholten Vergletscherung des Landes begann immer mehr Wissenschaftler, sowohl Geologen wie auch Botaniker, zu

beschäftigen; man stellte sich immer deutlicher vor, daß unser Land zur Eiszeit wie ein Gebiet der Polarzone aussah, wo gewaltige Gletscher sich weithin ausdehnen und sich gegen die Randzonen hin in vereinzelte Zungen gliedern, von denen zahlreiche trübe Schmelzwasserströme abfließen. Aus den Berichten von Polarforschern lernte man, daß diese Schmelzwasser große Mengen von Kies, Sand und Schlamm der Ober- und Grundmoränen verfrachten und in breiten Talböden aufschütten. Bei näherer Betrachtung der einheimischen Verhältnisse vermochte man gleiche Vorgänge auch bei unsern alpinen Gletschern festzustellen, so beispielsweise am Unteraargletscher, wo sich unterhalb der Endmoräne ein von den Schmelzbächen aufgeschüttetes Schotterfeld ausdehnt, das zwar heute vom Grimselstausee überflutet ist.

In durchaus entsprechender Weise zeigten der deutsche Forscher Ed. Brückner 1886 und im Jahr 1891 der Neuenburger Geologe Léon du Pasquier, daß sich auch unterhalb der Endmoränen des Rhonegletschers, bei Wangen a. A., weite, von den damaligen Schmelzbächen abgelagerte Schotterfelder ausdehnen, von denen das eine sich talabwärts dem Jurafuß entlangzieht und dort von der Dünnern durchflossen wird, während das andere dem Lauf der Aare folgt, die sich hier 20—30 m tief in jene während der letzten Eiszeit entstandenen Schottermassen eingeschnitten hat (68). Auf diese Weise haben sich zu beiden Seiten des Flusses Terrassen gebildet, die man aus dem Grunde als *Niederterrasse* bezeichnet, weil sich weiter talabwärts, namentlich in der Gegend von Aarau—Brugg—Turgi—Klingnau noch eine 40—50 m höhere Terrasse, die sog. *Hochterrasse*, einstellt.

Léon du Pasquier brachte diese Hochterrasse mit der früheren oder älteren Eiszeit, von der bereits die Rede war, in genetischen Zusammenhang. Gleichzeitig gelang es diesem Forscher festzustellen, daß es noch ein weiteres und älteres System von fluvioglazialen Ablagerungen gibt, die 100 bis 200 m über den heutigen Talsohlen liegen und die an mehreren Stellen Moränenreste oder verschwemmte Moräne enthalten. Weil dieser Schotter sich ehemals wie eine Decke über sehr breite Talsohlen ausgedehnt hat, wurde er als *Deckenschotter* bezeichnet. Da demnach alle drei Schottersysteme, Nieder- und Hochterrasse wie Deckenschotter, in Beziehung zu echten Gletscherbildungen stehen, werden sie als fluvioglaziale Schotter bezeichnet.

Nur wenige Jahre nach dem Erscheinen des schönen Werkes von Léon du Pasquier, in welchem dieser ein anschauliches Längsprofil der Endmoränen- und Schotterzone des Rhonegletschers unterhalb Wangen a. A. wiedergibt, wies A. Gutzwiller im Rheintal nach, daß sich über dem eben genannten Deckenschotter noch ein höherer und dementsprechend älterer fluvioglazialer Schotter vorfinde, der tatsächlich auch bis in die Talgebiete der Töb, der Glatt und der Linth bzw. Limmat hinauf verfolgt

werden konnte (37). In den Jahren 1904—08 kamen auch die Forscher A. Penck und Ed. Brückner im deutschen Alpenvorland zur Feststellung von vier verschiedenartigen Diluvialschottern, die sie mit vier Eiszeiten in Beziehung brachten (Lit. 67). Diese Eiszeiten wurden von den genannten Autoren nach den vier Flüssen Günz, Mindel, Riß und Würm bezeichnet, Namen, die seither für die verschiedenen Vergletscherungen der gesamten Alpen verwendet worden sind.

Durch die Annahme dieser vier Eiszeiten, die mit wärmeren Interglazialzeiten abgewechselt hatten, glaubte man, sich eine richtige Deutung der recht verschiedenartigen Moränen- und Schottervorkommnisse unseres Landes geben und sich eine Vorstellung von der Entwicklung der einzelnen Talgebiete während des Eiszeitalters machen zu können.

In erster Linie war man sich darüber einig, daß während dieser Zeit ein mehrmaliger Wechsel von Talvertiefung, Talverbreiterung und Talzuschüttung, verbunden mit Hebungen des Landes, stattgefunden habe, und zwar wie folgt: Auf eine erste Epoche der Bildung breiter Abtragungsflächen folgte die Ablagerung des sog. älteren Deckenschotter als fluvioglaziale Bildung einer ersten Eiszeit. Hierauf fand als Folge einer ersten bedeutenden Hebung des Landes ein starkes Einschneiden der Flüsse in den 30—50 m mächtigen Schotter und in den Felsuntergrund um ungefähr den gleichen Betrag statt.

Nach diesem Einschneide- und Ausgleichungsprozeß der erneuten Erosion der Flüsse, begannen diese durch seitliche Erosion die Täler zu verbreitern, worauf in einer zweiten Glazialzeit, der Mindel-Eiszeit, die Alpengletscher erneut vorstießen und den jüngeren Deckenschotter absetzten, der stellenweise 50—60 m mächtig ist. Auch dieser Schotter erfuhr später eine fluviatile Zerteilung, und es entstand ein tiefes Tal, in welchem während der dritten, größten Eiszeit, der sog. Riß-Vergletscherung, die Hochterrasse abgelagert worden sein soll; wir werden sehen, daß hierüber die Forscher heute nicht einig sind. Die sehr große Ausdehnung der rißeiszeitlichen Gletscher ist durch die weithin über das Mittelland und über den Jura zerstreuten Findlinge sowie durch vereinzelte Moränenreste erwiesen (Lit. 30).

Dagegen weist man die gut erhaltenen Endmoränen bei Wangen a. A. bei Staffelbach, Seon, Othmarsingen, Mellingen, Würenlos und Bülach der vierten oder der sog. Würm-Eiszeit zu. An allen diesen Endmoränen setzen die Niederterrassenschotter ein, die demnach mit Sicherheit als Bildungen der letzten Eiszeit betrachtet werden dürfen.

3. Ueber einige Ergebnisse der neuesten Eiszeitforschung in der Ost- und Nordschweiz.

Die Auffassung von der viermaligen großen Vergletscherung hatte nicht allgemein Anklang gefunden. Unter den schweizerischen Forschern

hatte vorerst F. Mühlberg eine abweichende Meinung vertreten; er war nämlich schon 1896 zur Annahme von fünf Eiszeiten gelangt und zwar auf Grund der Tatsache, daß in der Umgebung von Aarau zu löcheriger Nagelfluh verkitteter Hochterrassenschotter von Moräne des Rhonegletschers überlagert werde; es müsse also ein längerer Zeitraum zwischen der Aufschüttung beider Ablagerungen angenommen werden (54). Ähnliche Verhältnisse ließen sich auch unterhalb Aarau an mehreren Orten im Aaretal nachweisen. Zudem sei erwiesen, daß der Hochterrassenschotter fast überall auf einem Felsockel, also auf einer Felsterrasse des Tales aufruhe; dagegen reiche rißeiszeitliche Moräne an mehreren Orten bis unter den heutigen Wasserspiegel der Flüsse hinab, wo sie stellenweise von der Niederterrasse bedeckt sei. Mühlberg zog aus seinen Beobachtungen den Schluß, daß der Hochterrassenschotter von einer Periode etwas kleineren Gletscherstandes herrühre, die von einer erneuten Erosionsperiode abgelöst wurde, in der die Täler nochmals um 60—80 m vertieft worden seien. Erst nach dieser erneuten Talvertiefung sei es zu der sehr großen Entwicklung der Gletscher der Riß-Eiszeit gekommen. Durch jene fluviatile Talvertiefung und durch die Gletscher der großen Eiszeit seien die in den Talsohlen vorher aufgeschütteten Hochterrassenschotter teilweise abgetragen worden. Bei ihrem Rückzug hätten die Rißgletscher auch an verschiedenen Stellen Halte gemacht und dabei wieder Moränen und Schotter hinterlassen, die später von den Ablagerungen der letzten Eiszeit überdeckt worden sein mögen.

Nach Mühlberg sollen sich demnach zwischen die zweite und die letzte Eiszeit noch zwei weitere Glazialperioden eingeschaltet haben, die Hochterrasseneiszeit und die Rißeiszeit, sodaß wir demnach mit fünf Eiszeiten zu rechnen hätten, die durch gletscherfreie Zwischeneiszeiten getrennt gewesen seien. Jede dieser Interglazialzeiten sei durch eine erneute Talvertiefung gekennzeichnet.

Ed. Brückner und Oskar Frey versuchten diese Auffassung zu widerlegen, indem sie ausführten, daß die Ablagerung des Hochterrassenschotter und der darauf liegenden Moräne lediglich zwei Phasen einer und derselben Eiszeit, eben der Riß-Eiszeit, darstellten. O. Frey hat in seiner schönen Arbeit «Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuß» die Verhältnisse in diesem Gebiet eingehend untersucht und an mehreren Orten von Alt-Moräne bedeckte Schotter beobachtet, die bis unter die Talsohle hinabreichen (31). Der gleiche Verfasser führt ferner aus, vor der Riß-Eiszeit habe die Hauptdurchtalung des Mittellandes stattgefunden. Durch die Erosion der Flüsse wären die Haupttäler sogar bis unter ihre heutigen Sohlen, die nur Aufschüttungsböden seien, eingetieft und dann verbreitert worden. Hierauf habe sich der Hochterrassenschotter unserer Täler zu einer Zeit relativ geringerer Ausdehnung der diluvialen Gletscher durch deren Schmelzwasser gebildet, worauf in

einer späteren Phase der größten Vergletscherung die sog. äußeren Moränen und Findlinge abgesetzt worden seien.

Es darf hier darauf hingewiesen werden, daß der Hochterrassenschotter meist eine gewisse Verkittung zu löcheriger Nagelfluh aufweist, und zwar ist sie in der Regel in den oberen Lagen besser entwickelt als in den untern. Schon L. du Pasquier hat eine ähnliche Beobachtung gemacht (l. c. p. 40), und A. Baltzer bemerkte, daß die Verkittung von oben nach unten erfolge und durch kalkhaltiges Sickerwasser bewirkt werde (Lit. 11 p. 85).

Eine Verkittung von Schotter durch Sickerwasser setzt jedoch eine entsprechend lange Zeit voraus, während der die Schotteroberfläche nicht von Grundmoräne bedeckt gewesen sein darf, die als wasserundurchlässig gilt.

Die von F. Mühlberg aufgestellte Gliederung der diluvialen Bildungen und der abwechslungsreichen Entwicklung des Eiszeitalters wurde im Verlaufe der beiden letzten Jahrzehnte von mehreren Forschern in den Talgebieten der Limmat, der Glatt und der Töb in den großen Zügen bestätigt, so insbesondere von A. Weber, J. Hug, H. Suter und von Max Stein (Lit. 83, 84, 40, 77, 78, 74).

Es ist diesen Autoren gelungen, die verschiedenen Talbodenreste, auf denen die fünf diluvialen Schottersysteme zur Ablagerung kamen, zu gleichsinnig fallenden Talsohlen zu rekonstruieren, von denen sich die älteren durch ein wesentlich stärkeres Gefälle auszeichnen als die jüngeren, was als Folge von mitteldiluvialen stärkeren Hebungen des südlichen Gebietes erklärt wird.* Von Interesse ist die Feststellung, daß sich im Gebiet der Glatt die interglazialen Gewässer stellenweise 70 m tief in die Basis des jüngeren Deckenschotters eingeschnitten haben und Talsohlen bildeten, auf denen die Hochterrasse zur Ablagerung kam (Suter),** und ferner, daß in dem nun folgenden tieferen Taleinschnitt der Mittelterrassenschotter abgesetzt wurde, der mit der größten Vergletscherung, der Riß-Eiszeit, in Beziehung gebracht wird. Der jüngste und tiefste Talboden ist hierauf mit Niederterrassenschotter, Moränen und Seebildungen aufgefüllt worden.

Auch neuere Untersuchungen haben die Richtigkeit dieser Beobachtungen erwiesen. Ferner hat sich die Auffassung bestätigt, daß die maximale Vertiefung der großen Täler nach Ablagerung des Hochterrassenschotters, aber vor der Riß-Eiszeit erfolgt ist; wir verweisen u. a. auf die folgenden Angaben:

* Entsprechende Schiefstellung der beiden ältesten Glazialschotter im Rheintal sind auch von Penck und Brückner erkannt worden (Lit. 67).

** Im Tal der Limmat beträgt diese Talvertiefung, nach H. Suter, 100 m.

Im Jahre 1911 berichtete Ed. Blösch über seine glazialgeologischen Beobachtungen im Rheintal, deren Ergebnisse er wie folgt zusammenfaßt: «Die angeführten Lokalitäten dürften genügen, um in allen Tälern der Nordschweiz Erosionsrinnen anzunehmen, welche zwischen der Ablagerung des Hochterrassenschotter und der Moränen der großen Eiszeit entstanden sind» (19).

Albert Heim kommt in seiner Geologie der Schweiz (Bd. I, p. 292) ebenfalls zum Schluß, daß die größte Vergletscherung bedeutend jünger sei als der Hochterrassenschotter und daß dieser stets auf einer Felsunterlage aufruhe (39). Im intramoränischen Gebiet sei der Hochterrassenschotter stärker zerstückelt und von jüngeren Ablagerungen verhüllt. Im obern Aaretal finde er sich in manchen Resten oberhalb Olten bis gegen Solothurn.

II. Ueber ältere Diluvialbildungen im bernischen und solothurnischen Aaregebiet

Nachdem im vorhergehenden Abschnitt ausgeführt worden ist, daß sich in der östlichen und nördlichen Schweiz Ablagerungen aus fünf Eiszeiten vorfinden, von denen die drei älteren hauptsächlich durch Schotterbildungen, durch Deckenschotter und die Hochterrasse, vertreten sind, soll im Nachstehenden untersucht und dargelegt werden, ob sich entsprechende ältere Eiszeitbildungen auch in dem solothurnischen und bernischen Aaregebiet nachweisen lassen und in welcher Art sie hier auftreten.

Aus der über diese Gegenstände bereits vorliegenden Literatur geht hervor, daß in der Tat in unserem Gebiet an mehreren Orten Schotter festgestellt wurden, die nach ihrer Lage und Beschaffenheit älter sein müssen als die beiden letzten Eiszeiten und daß man schon eine Unterscheidung in Deckenschotter und Hochterrassenschotter vorgenommen hat; es sind dies einesteils die sog. «Plateauschotter», andernteils die «älteren Seelandschotter» (Lit. 61, 65). Die «jüngeren Seelandschotter» sind bedeutend jünger als die beiden eben genannten Bildungen.

Diesen Ablagerungen ist vorerst in den Jahren 1903—1909 mit großer Ausdauer [der Bieler Geologe B. Aeberhardt nachgegangen (Lit. 2—6). Er hat sowohl die in den Tälern meist von Moränen bedeckten älteren Seelandschotter wie auch die übrigen auf den Molasseplateaus des Fienisbergs und des Bucheggberges vorkommenden Schotter kurz beschrieben und gedeutet; ferner hat er ähnliche Bildungen in den Talgebieten der Saane, der Emme und der Wigger festgestellt. Hinsichtlich der Entstehung und der zeitlichen Bildung dieser Schotter hat jedoch Aeberhardt Meinungen geäußert, die von den meisten andern Forschern nicht geteilt wurden; sie sind in erster Linie von Ed. Brückner kritisiert worden (Alp. im Eisz. Alter. p. 561). Sodann haben sich F. Antenen und der Ver-

fasser eingehend mit den Aeberhardt'schen Theorien auseinandergesetzt (Lit. 8, 10, 61). Dies zur Hauptsache aus dem Grunde, weil Aeberhardt die Bezeichnungen «jeunes alluvions des plateaux, haute terrasse» und «basse terrasse» für verschiedene Niveaus jener Aufschüttungen gewählt hat, die nach ihm interglazialer und fluviatiler Entstehung sein sollen, während man ganz allgemein in der glazialgeologischen Literatur unter diesen Benennungen fluvioglaziale Ablagerungen der verschiedenen Eiszeiten versteht.

1. Plateauschotter

Auf solothurnischem Boden kommen die «Plateauschotter» in erster Linie auf dem Bucheggberg vor, und zwar in den Gebieten der Gemeinden Lüterkofen und Ichertswil, wo sie in 530—540 m Höhe dem Molasseuntergrund auflagern und sich westwärts auf eine Länge von $5\frac{1}{2}$ km bei wechselnder Breite auch durch die Gebiete der bernischen Gemeinden Leuzigen, Arch verfolgen lassen. Hier treten sie uns meist als löcherige Nagelfluh entgegen, ebenso bei Schnottwil, während in den Kiesgruben der beiden andern solothurnischen Gemeinden die Verkittung nur eine partielle ist. Gleiche petrographische Verhältnisse weist auch der gegen 20 m mächtige Schotter in 540—560 m auf dem Büttenberg auf (s. Fig. 1 u. Bild 1).

Außer von B. Aeberhardt und dem Verfasser sind diese Ablagerungen noch von Dr. E. Baumberger, Fritz Antenen und von W. Staub beschrieben worden. Baumberger, der in seiner Schrift «Zur Geologie von Leuzigen» auch den Untergrund näher untersucht hat, konnte feststellen, daß die Schotter hier auf einer Abtragungsfläche der gefalteten Molasse-schichten auflagern (14). B. Aeberhardt, E. Baumberger und W. Staub rechnen die Plateauschotter zur Hochterrasse, während F. Nußbaum und F. Antenen diese Ablagerungen für jüngeren Deckenschotter halten; dies mit folgender Begründung:

Das Fehlen von Moräne unter den genannten Schottern beweist, daß diese älter sein müssen als die Riß-Eiszeit, während welcher der Rhonegletscher in der ganzen westlichen Schweiz eine sehr große Ausdehnung erreicht hatte. Auch waren die Bucheggbergschotter, ähnlich wie solche des Fienisbergplateaus ohne Zweifel bereits verfestigt und stark verkittet, als die abschleifende Wirkung des Gletschers einsetzte (61).

Angesichts der Tatsache, daß, wie wir aus der Geschichte der Eiszeitforschung wissen, die Gletscher der mittleren und östlichen Schweiz in den beiden ersten Eiszeiten, Günz und Mindel, eine große Ausdehnung gehabt hatten, was durch die beiden Deckenschotter erwiesen ist, erscheint es sehr merkwürdig, daß in der Westschweiz damals die Gletscher der Berner- und Walliser Alpen keine entsprechende Größenentwicklung aufgewiesen haben sollen, da doch ohne Zweifel die gleichen Klimaverhältnisse, welche in den östlichen Alpengebieten damals ein so starkes Anwachsen

der Gletscher bewirkt haben, auch in den westlichen Alpen wirksam gewesen sein dürften.

Man hat jedoch bisher noch nie von einem dem Rhonegletscher zugehörigen Deckenschotter gesprochen, und doch ist nicht ausgeschlossen, daß die in der Gegend von Aubonne vorkommenden mächtigen und dabei 150—200 m über dem Genfersee gelegenen Schotter, die als «alluvions anciennes de la Cote» bereits 1903 von B. Aeberhardt und später von Alf. Falconnier beschrieben worden sind, sowie die typischen fluvio-glacialen Schotter bei Sottens, Possens und Chapelle als Deckenschotter des rhodanischen Gletschers aufzufassen seien (2, 26, 66).

Infolge der Ablagerung des bis 70 m mächtigen jüngeren Deckenschotter in der Gegend von Brugg entstand ohne Zweifel eine beträchtliche Stauung in der Geschiebeführung der Aare weiter talaufwärts, und es mußte dies zur Aufschüttung von Schottern in dem damaligen breiten Talboden kommen, so auch auf dem des Bucheggbergs.

Die von den genannten Forschern gemachte Annahme, daß die Bucheggbergsschotter als Hochterrassenschotter zu betrachten seien, müßte zur Voraussetzung haben, daß das Aaretal zwischen Lyß und Solothurn, das ja nach der zweiten, d. h. der Mindel-Eiszeit bis auf ihre heutige Sohle eingetieft war, mit über 150 m mächtigen Schottern erfüllt worden sei, von denen sicher in den Talsohlen noch Reste vorhanden wären. Dies ist jedoch auf der ganzen oben erwähnten Strecke nicht der Fall; denn hier treffen wir, wie dies im nächsten Abschnitt ausgeführt werden soll, andersartige Schotter an, die mit Sicherheit als Hochterrassenschotter bezeichnet werden dürfen.

Es stellt sich demnach auch nach diesem Gesichtspunkt heraus, daß die Bucheggbergsschotter älter als die Hochterrasse sein müssen, daß sie somit dem jüngeren Deckenschotter zugerechnet werden dürfen. Was die *Gefällsverhältnisse* anbetrifft, so ist festzustellen, daß sich von unserer Gegend an bis Brugg für einen damaligen Talboden der Aare ein mittleres Gefälle von 1,24 ‰ ergibt, das dem des heutigen von 1,37 ‰ sehr nahe kommt.

Ziehen wir jedoch die Gefällsverhältnisse in Betracht, die zwischen den Bucheggbergsschottern und dem von den Geologen als Hochterrassenschotter unterhalb Wangen, zwischen Kestenholz und Schwarzhäusern vorkommenden Diluvialschotter bestehen, der in 430 m dem Molasseuntergrund aufsitzt, so erhalten wir für jenen 20 km langen Talabschnitt ein Gefälle von 5 ‰, also einen Betrag, der für ein ausgeglichenes Tal mit der Wasserführung der damaligen Aare, die offenbar nicht kleiner war als heute, viel zu groß ist.

Von Bedeutung ist ferner die *petrographische Beschaffenheit* der Bucheggbergsschotter. Wie der Verfasser bereits vor längerer Zeit festgestellt hat, handelt es sich um gut geschichtete Kiesbildungen, die ausschließlich aus

Geröllen des Aare- und Emmegebietes bestehen, wobei die zahlreichen Nagelfluhgerölle, nicht nur aus dem Emmental, sondern zum guten Teil auch aus dem Aaregebiet zwischen Bern und Thun stammen können; bezeichnend für das Aaregebiet sind insbesondere Grimsel- und Gasterengranite, die hier unter den Geröllen vorkommen, während charakteristische Rhonegerölle fehlen. Diese für das ehemalige Rhonegletschergebiet sehr auffällige Zusammensetzung der Bucheggbergschotter ist seither auch von B. Aeberhardt, F. Antenen und W. Staub bestätigt worden.

Dazu kommt, daß gleichartige und teilweise zu löcheriger Nagelfluh verkittete Schotter, die der Verfasser bereits 1907 beschrieben hat, auch auf den zwischen Bern und dem Seeland gelegenen Plateaus wie Forst und Frienisberg vorkommen. In diesen Schottern konnten an einigen Orten, nämlich bei Meikirch, Murzelen und Hegidorn, glaziale Reste und gekritzte Geschiebe nachgewiesen werden, also Merkmale die beweisen, daß wir es hier mit fluvioglazialen Bildungen des diluvialen Aaregletschers zu tun haben, die in einem großen Gletschervorstoß vor der Riß-Eiszeit entstanden sind; dies war offenbar in der Mindel-Eiszeit der Fall, und die Plateauschotter wären dementsprechend dem jüngeren Deckenschotter gleich zu stellen; dieser Auffassung glaubt auch P. Beck «ziemlich sicher» zustimmen zu können (15).

Nirgends finden sich unter diesen Schottern Rhonegletscher-Moränen. Dagegen sind solche auf den besprochenen Schottern zu finden, deren Oberfläche namentlich im Bucheggberggebiet schon eine starke Abtragung erfahren haben muß, und zwar, wie schon E. Baumberger ausgeführt hat, im wesentlichen durch abschleifende Gletschererosion (14).

Fritz Antenen, der sachkundige Verfasser der «Geologie des Seelandes» hat die «Plateauschotter» auf dem Bucheggberg, dem Büttenberg und auf dem Frienisberg ebenfalls eingehend untersucht und ist dabei zu folgenden Ergebnissen gelangt (Lit. 10, p. 75):

«Die Plateauschotter des Seelandes sind nach unseren Ueberlegungen die fluvioglaziale Schotterdecke des mindeleiszeitlichen Aaregletschers, das Äquivalent des jüngeren Deckenschotters der Nord- und Ostschweiz. Nur in dieser Beurteilung, die F. Nußbaum als erster vertritt, können wir den einstigen Zusammenhang ihrer Relikte, namentlich diejenigen der Büttenberg- und Selzachsotter mit den altersgleichen Rückständen des Frienis- und des Bucheggberges verstehen. Die Zerstückelung der Decke erfolgte in der großen Interglazialzeit.»

2. Aeltere Seelandschotter

Erst nach Ablagerung der eben erwähnten Plateauschotter, erfolgte die Vertiefung der heutigen Täler der Saane und der Aare, sowie der Längstalung, die sich von La Sarraz weg dem Fuße des Juras entlang bis Brugg hinzieht. In diesen neu vertieften und stellenweise stark verbreit-

teten Talzügen liegen nun z. T. recht mächtige und von Moräne bedeckte Schotter, die im Seeland bis in die Gegend von Solothurn eine deutlich wahrnehmbare Mischung von Aare- und Rhonegeröllen aufweisen und aus diesem Grunde zur Hauptsache als fluvioglaziale Ablagerungen angesehen werden dürfen. Wie bereits früher bemerkt worden ist, unterscheiden wir nach den Lagerungsverhältnissen ältere und jüngere Seelandschotter, von denen die letzteren mit Sicherheit während der letzten Eiszeit und der Postglazialzeit entstanden sind.

Die «älteren Seelandschotter» treten uns in mehreren, z. T. sehr großen Kiesgruben zu beiden Seiten des Großen Mooses und des Aaretales bis in die Gegend von Aarwangen entgegen. Auf der rechten Talseite befinden sich solche Aufschlüsse bei Kerzers, bei Fräschels, Kallnach, Lyß, Bußwil, Oberwil b. Büren, ferner bei Leuzigen, Nennigkofen, Lüßlingen und Schöngrün. Auf der nördlichen Talseite können wir von der Gegend von Ins und Müntschemier an über Treiten, Finsterhennen, Siselen, Bühl, Walperswil, Sutz und Tribei gleiche, meist verfestigte und wagrecht geschichtete Schotter unter Moräne, in enger Aufeinanderfolge, wahrnehmen. Weiter talabwärts treten sie uns wieder nördlich oberhalb Selzach und Bellach, sodann unterhalb Solothurn beim Attisholzbad und bei Flumenthal entgegen, ferner bei Walliswil-Bipp, gegenüber Nieder-Berken, endlich im Gebiet zwischen Schwarzhüseren, Wolfwil und Kestenholz. Hier werden diese als löcherige Nagelfluh ausgebildeten Schotter von älterer Moräne bedeckt, die außerhalb der Endmoränenzone der letzten Eiszeit liegt. Sie sind daher von P. Niggli und F. Mühlberg zur Hochterrasse gerechnet worden (Lit. 59, 57). Sodann ziehen sich die Schotter unterhalb Solothurn bis Nieder-Berken unter den würmeiszeitlichen Moränen des Rhonegletschers hin; sie sind demnach älter als die letzte Eiszeit und gehören somit wie diejenigen bei Wolfwil-Kestenholz ebenfalls zur *Hochterrasse*. (siehe Fig. 2 und Bilder 2—5).

Fraglich war bisher die Stellung der Schotter, die sich oberhalb Solothurn befinden, und zwar aus dem Grunde, weil ein Teil von ihnen von den Ufermoränen des Gletschers bedeckt sind, als dieser bei Solothurn endete. Dies ist sowohl bei Oberwil, wie bei Leuzigen, Nennigkofen und Lüßlingen der Fall; zudem weisen die hier aufgeschlossenen Schotter ähnlich wie die von Lyß, Kallnach, Fräschels u. a. eine deutlich wahrnehmbare Mischung von Aare- und Rhonegeröllen auf, während letztere in den Schottern unterhalb Solothurn stark zurücktreten oder fehlen.* In dem verkitteten Schotter bei Oberwil fand ich mehrere Gerölle von Arkesin und Valorcinekonglomerat, in denen von Bellach, Nennigkofen und Lüßlingen auch Arollagneis, Euphotid, Serpentin, Quarzite und Montblanc-Granit. Andere Forscher haben gleiche Beobachtungen gemacht.

* So hat H. Furrer kürzlich im Schotter von Attisholz ebenfalls vereinzelte Rhonegerölle gefunden (Lit. 32).

In seiner ersten Arbeit über die «Schotter des Seelandes» glaubte der Verfasser annehmen zu sollen, diese erwähnten von Jung-Moränen bedeckten Schotter seien nach dem Maximum der letzten Eiszeit aufgeschüttet und sodann in einem letzten Vorstoß des Gletschers bis Solothurn durch diesen zum größten Teil wieder ausgeräumt worden.

Zufolge seitheriger mehrmaliger Begehungen des Gebietes ist jedoch der Verfasser zur Auffassung gelangt, daß diese «ältern Seelandschotter» älter sein müßten als die letzte Eiszeit und demgemäß zeitlich eher dem Hochterrassenschotter gleichzustellen seien.

Diese Meinung ist vorerst in dem «Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und der Emme» vom Jahr 1911 zum Ausdruck gelangt(64). Diese Exkursionen wurden damals vom Präsidenten der geologischen Gesellschaft, Hrn. Prof. Schardt, veranstaltet, um die sachlichen Unterschiede in den Diskussionen zwischen den Auffassungen von B. Aeberhardt und F. Nußbaum über die Diluvialschotter der Westschweiz abzuklären. Nachdem man an einem ersten Exkursionstag die Schotter- und Moränenablagerungen beim Attisholzbad und am zweiten die entsprechenden Diluvialbildungen von Leuzigen, Lüßlingen und auf dem Bucheggberg besucht hatte, reiste die Gesellschaft in die Gegend von Kerzers, Fräschels und Wileroltigen. In dem erwähnten Bericht steht hierüber (l. c. p. 793) zu lesen: «Die Landschaft zwischen Fräschels, Golaten und Kerzers erinnert mit ihren zahlreichen, meist aus Diluvialschutt bestehenden rundlichen Hügeln lebhaft an eine Drumlinlandschaft, die offenbar durch den würmeiszeitlichen Rhonegletscher geformt worden ist. Die im Liegenden der Moränen auftretenden Schotter erscheinen zweifellos älter als die Würmeiszeit.»

Auf der folgenden Seite des Berichtes wird wörtlich folgendes ausgeführt: «Aus der Diskussion über die am ersten Tage beobachteten Erscheinungen ging zunächst hervor, daß die unteren, an den Talhängen auftretenden, meist von Moräne des Rhonegletschers bedeckten Schotter des Seelandes mit denen von Lüßlingen, Flumenthal und Wangen in Zusammenhang gebracht und als älter als die maximale Würm-Vergletscherung betrachtet werden müssen.»

Im Jahre 1920 vertrat der Verfasser die Auffassung, daß diese Schotter, die sich vom Seeland weg bis unter die Jungendmoränen des Rhonegletschers bei Wangen verfolgen lassen und überall von rhodanischer Grundmoräne bedeckt sind, älter seien als die Würmeiszeit und daß wir es hier mit der Hochterrasse zu tun hätten (65).

Gegen diese Auffassungen sind seither andere Meinungen geäußert worden. So gibt F. Antenen, der sich seit 1905 mehrmals eingehend mit den Diluvialbildungen des Seelandes beschäftigt hat, 1936 in seiner »Geologie des Seelandes« auch eine nähere Beschreibung der «älteren

Seelandschotter», und er kommt dabei (p. 94) zum Schluß, daß die Hauptaufschüttung dieser Ablagerung in die Vorstoßzeit der würmeiszeitlichen Vergletscherung zu verlegen sei; damals habe der wachsende Eisstrom im Tale gelegen. «Seine bewegten Schmelzwasser bauten frontal und seitlich angelegte Schotterfelder auf. Beide, Schotterfeld und Gletscher, wuchsen in gleichem Sinne, wenn auch nicht im gleichen Ausmaß. Der kräftiger anschwellende Gletscher überbordete schließlich die lateralen Kiesabsätze, setzte ihnen seine Grundmoräne auf und gliederte durch Glazialerosion den in Beschlag genommenen Boden in zahlreiche, aus Schotterkern und Grundmoräne aufgebaute Esker.»

Bevor wir auf eine kritische Erörterung der von F. Antenen vorgebrachten Auffassung über die Entstehung der «älteren Seelandschotter» eintreten, sei noch angeführt, daß sich W. Staub seither ebenfalls mit der gleichen Frage beschäftigt hat (73), und zwar vertritt er die bereits früher von anderer Seite geäußerte Meinung, daß die «älteren Seelandschotter eine interstadiale Ablagerung innerhalb der Würmeiszeit darstellen; die entsprechende Gletscherschwankung würde in die Zeit fallen zwischen der Ablagerung des Endmoränenkranzes von Oberbipp—Wangen und der Endmoräne Solothurn—Feldbrunnen (l. c. p. 30).

Wir können uns heute weder mit der Auffassung F. Antenens vom jungwürmeiszeitlichen, noch mit der Meinung W. Staubs vom interstadialen Alter der in Frage stehenden Schotter befreunden, und zwar aus verschiedenen Gründen: So in Hinsicht auf die Zusammensetzung, den Aufbau und auf die Mächtigkeit, ferner bezüglich des Erhaltungszustandes und der Lageverhältnisse dieser Ablagerungen.

a. Was die petrographische *Zusammensetzung* anbetrifft, so sei daran erinnert, daß von allen Forschern festgestellt wurde, daß oberhalb Solothurn die Schotter sowohl Gesteine des Aaregebietes wie auch solche des Rhonegletschers enthalten, während unterhalb Solothurn letztere sehr spärlich sind, dagegen Gerölle des Aare- und Emmegebietes bei weitem vorwalten. Diese Tatsache erklärt sich aus dem Umstand, daß sich die letzteren Ablagerungen in der Nähe und unterhalb des Zusammenflusses von Aare und Emme befinden, welche Flüsse ohne Zweifel aus ihren Einzugsgebieten bzw. aus den oberhalb des Zusammenflusses gelegenen Teilen des Landes reichliche Gerölle, namentlich auch solche aus der bunten Nagelfluh, verfrachtet haben. Es geht dies auch aus den gleich gelagerten, von Moräne bedeckten Schottern im Unterlaufgebiet der Emme bei Halten, Subingen und Fraubrunnen (Brüggl) hervor, die zeitlich unsern «älteren Seelandschottern» gleichzustellen sind. Ebenso finden diese letzteren in den unterhalb Solothurn gelegenen, von Moräne bedeckten meist verkitteten Schottern, von denen bereits oben die Rede war, ihre Fortsetzung.

b. Sowohl die im eigentlichen Seeland vorkommenden wie die weiter aareabwärts beschriebenen Schotter zeichnen sich in ihrem *Aufbau* größtenteils durch eine regelmäßige, meist wagrechte Schichtung aus, wie sie durch ungestörte Flußablagerung zustande kommt. Dabei wechseln feinere Kies- und Sandschichten mit größeren Geröllbänken ab, die eine deutliche dachziegelartige Lagerung aufweisen; sie verrät fast durchgehend eine west-östliche Strömungsrichtung. Besonders gut ausgeprägt sind diese Merkmale etwa bei Lyß und Leuzigen. Daß gelegentlich auch Bänke mit Schiefschichtung auftreten, gehört zum Gesamtbild solcher Ablagerungen. Aber Wechsel und Einlagerung mit Moränenmaterial, wie dies in der Nähe und an der Seite eines Gletschers vorkommen müßte, ist in den hier in Frage stehenden Schottern unterhalb Kerzers nicht festzustellen. Somit ist die von Antenen vertretene Meinung von der Bildung dieser Schotter frontal und an der Seite des wachsenden Gletschers nicht begründet.

Nur in der Gegend von Kerzers, Ins und des Murtensees treten in ähnlichen Schottern fluvioglaziale Merkmale auf, die vom Verfasser bereits 1907 beschrieben worden sind (61). Offenbar befand sich ehemals in jenem Gebiet das Ende des Rhonegletschers, der zur Bildung der «älteren Seelandschotter» Anlaß gab. Dies war vor der Würmeiszeit der Fall.

In der gleichen Gegend kommen übrigens auch lockere, sandreiche und teils gestauchte, ohne Zweifel jüngere Schotterbildungen vor, so z. B. nördlich von Müntschemier und bei Faoug.

Von Wichtigkeit erscheint nun der Umstand, daß sich die durch ungestörte Flußablagerungen entstandenen, wohlgeschichteten Schotter nur bei einem regelmäßig fallenden und längeren Laufe bilden konnten. Aber diese Voraussetzung fehlte in der Zeit, als sich der Rhonegletscher von dem Endmoränengebiet von Wangen a. A. in die Gegend von Solothurn und weiter oberhalb hin zurückzuziehen begonnen hatte; denn da legten sich jene Gletscherschuttmassen in einer Mächtigkeit von 40—50 m riegelartig quer über das Aaretal, dessen Gewässer dadurch zu einem See gestaut werden mußten. In einem solchen konnten sich aber unsere «älteren Seelandschotter nicht bilden; diese mußten sicher *vor* der letzten, möglicherweise sogar vor der vorletzten Eiszeit entstanden sein.

c. Im weiteren sei auf die bedeutende *Mächtigkeit* dieser Schotter aufmerksam gemacht; sie beträgt an mehreren Orten über 20 m. Faßt man beispielsweise die Aufschlüsse im Großgraben oberhalb Bellach ins Auge, wo die Schotteroberfläche bis 490 m M. H. hinaufreicht, so erhalten wir eine Mächtigkeit von 50 m. Sie ist auch bei «Bergäcker», südwestlich von Studen, kaum geringer gewesen. Stellt man sich nun vor, daß diese Mächtigkeit durchgehend über die ganze Breite des stellenweise gegen 4—5 km breiten Tales vorhanden gewesen war, so erhält man die Ueberzeugung, daß diese gewaltige Schottermasse nicht in einem relativ kurzen inter-

stadialen Zeitraum hat entstehen können, sondern daß es hierzu wohl der Dauer einer besonderen Eiszeit bedurfte.

d. Sodann ist hinsichtlich des Erhaltungszustandes der fraglichen Schotter darauf hinzuweisen, daß in den meisten eine starke *Verkittung* festgestellt werden kann, die ein nicht durch Moräneüberdeckung gehindertes Eindringen von Wasser voraussetzt und eine bedeutende Zeitspanne erforderte. Demnach verträgt sich auch diese Erscheinung kaum mit den oben von Antenen und Staub geäußerten Annahmen. Die Verkittung war meist sehr weit vorgeschritten, als der würmeiszeitliche Gletscher seine Moränen über diesen löcherigen Nagelfluhbildungen ablagerte. Daß an vielen Orten die hangende Grundmoräne diskordant auf den Nagelfluhbänken liegt, spricht auch für eine bedeutende Erosion vor Ablagerung der Moräne. Hat jene gewaltige Schotterbildung eine mehr oder weniger starke Verkittung erfahren, wie sie in den an den Talseiten vorhandenen Resten ersichtlich ist, so ist eine Ausräumung im Hauptteil des Tales durch eine schwächere Gletscherzunge kaum denkbar. Die Hauptmasse des Schotters kann nur durch die lange dauernde Erosionsarbeit eines größeren Flusses während einer Interglazialzeit abgetragen worden sein; daß auch die vorstoßenden Gletscher der Riß- und Würmeiszeit zu ihrer Verringerung beigetragen haben, liegt auf der Hand; doch war sicher der Anteil der Glazialerosion bedeutend kleiner als der der Flußerosion.

e. Nicht unwichtig erscheint im fernern die Tatsache, daß der Hauptteil der noch vorhandenen «ältern Seelandschotter» auf Molassesockeln ruht, die 15—20 m über die Talsohle aufragen, wie 1907 ausgeführt wurde (61). Dieser terrassenförmige Felsuntergrund ist bereits von Aeberhardt festgestellt worden, der ihn auch in die Täler der Saane und Aare aufwärts verfolgte.

Ferner haben E. Bärtschi und M. Kiener im westschweizerischen Mittelland gleiche, aber meist von Moräne bedeckte, 30—40 m hohe Felserrassen beobachtet, die sich gegen das Seeland senken (13, 43).

Besonders gut ausgebildet sind ferner diese Terrassen in dem gewundenen Aaretal nördlich von Bern, wo sie unweit der Neubrück und bei Reichenbach von «rißeiszeitlichem» Schotter* bedeckt sind (Lit. 11, 34, 35, 66).

f. Schließlich darf noch daran erinnert werden, daß die verkitteten Schotter von Wolfwil-Kestenholz, die außerhalb der würmeiszeitlichen Endmoränen des Rhonegletschers, aber unter Moränen der Riß-Eiszeit liegen und mit Sicherheit als Hochterrassenschotter angesehen worden sind, eine gleiche Lage im Aaretal wie die bereits besprochenen und somit

* Hier sind die sog. Karlsruheschotter Baltzers gemeint, die stellenweise über Moräne liegen, so bei Neubrück.

auch entsprechende Gefällsverhältnisse mit diesen besitzen (vergl. Fig. 2). Auf einem 15—20 m hohen Molassesockel aufruhend, überragen sie die anstoßende Niederterrasse um ca. 20 m.

Wir haben es somit mit einer allgemeinen Verbreitung von annähernd gleich hohen Felsterrassen zu tun, die vor der Ablagerung des Hochterrassenschotter durch Flußerosion entstanden sein dürften und einen ehemaligen *Talboden* dargestellt haben. Diesem war ein gleichsinniges Gefälle eigen. Bei Reichenbach, nördlich Bern, liegt die Oberfläche des Molassesockels, der vom «Karlsruheschotter» bedeckt ist, in ca. 513 m (23 m über der Aare); von hier senkt sie sich mit einem mittleren Gefälle von 1,7 ‰ auf 495 m bei Leubach, auf 480 m bei Niederried und auf 460 m bei Lyß, von da sodann mit noch geringerem Gefälle auf 440 m bei Wangen und auf 430 m bei Aarwangen; von da an ist sie nach der geologischen Karte (Lit. 60) fast zusammenhängend bis gegen Bonigen hinab zu verfolgen; bei Fülenbach-Ricken reicht die Molasse bei 420 m hinauf und ist auf dem rechten Aareufer, nach F. Mühlberg, von Hochterrasse überlagert (Lit. 57,60). (Man vergleiche die Tabelle Seite 20.)

g. In diesen sicher interglazialen Talboden ist nun eine noch tiefere Talfurche eingeschnitten worden, in der jung- und postglaziale Ablagerungen zum Absatz gekommen sind (s. Fig. 1). Ueber die Tiefenverhältnisse dieses Tales und seine Ablagerungen soll im Abschnitt IV Näheres berichtet werden. Es sei hier nur vorweg genommen, daß in dieser tiefsten Talung keine Spuren unserer «älteren Seelandschotter» festgestellt worden sind, so daß daraus der Schluß gezogen werden darf, daß diese jüngste Eintiefung *nach* Ablagerung dieser Schotter erfolgt sei.

Es ergibt sich demnach hinsichtlich der diluvialen Ablagerungen und der Talvertiefung im Aaregebiet eine gute Uebereinstimmung mit den im Abschnitt I angedeuteten entsprechenden Verhältnissen der Nord- und Ostschweiz. Wenn dort nach Ablagerung des jüngeren Deckenschotter eine Talvertiefung von 70—100 m in den Felsboden der Täler erfolgt ist, so kann bei uns, im oberen Teil des Aaretales, nicht eine solche von 160 m eingetreten sein. Nun liegen unsere Schotter auch nur ca. 70—80 m unter dem Niveau der Mindeltalsole und entsprechen demnach auch in dieser Hinsicht völlig dem Hochterrassenschotter der östlichen Schweiz, in den die tiefste Talfurche eingeschnitten ist, und zwar vor der Rißeiszeit.

Im Bereiche des diluvialen Aaregletschers, zwischen Thun und Bern hat P. Beck ebenfalls Ablagerungen der Hochterrasseneiszeit festgestellt, die der Rißeiszeit vorausgegangen waren (Lit. 17, 18).

Die im bernischen Seeland sowie im Aaretal weiter abwärts vorkommenden Schotter, von denen oben mehrmals die Rede war, setzen nun in der Umgebung der Juraseen allmählich aus, wo sich mehrheitlich Moränen auf Felsterrassen vorfinden, die nach E. Bärtschi und M. Kiener ein auffallend geringes Gefälle besitzen (13, 43).

Im Gebiet dieser Seen, namentlich des Neuenburger- und Murtensees, lagen offenbar jene Gletscherzungen, deren Schmelzwasserflüsse die betreffenden Schotter verfrachtet haben.

Als nun aber diese Gletscherzungen gänzlich abgeschmolzen waren, blieben an ihrer Stelle flache Becken zurück, die durch die talabwärts aufgeschütteten Schotter eine bedeutende Stauung erfuhren, bis die Flüsse sich in diese Ablagerungen, die sich über 100 km weit talabwärts verfolgen lassen, ihren Abfluß eingeschnitten hatten. Es mußten sich daher in jenen Becken Seen von beträchtlicher Ausdehnung gebildet haben. Mit dieser Annahme ließe sich die Entstehung der von E. Bärtschi erwähnten Uferterrassen erklären, die ungefähr im Niveau des damaligen, weiter abwärts vorkommenden Talbodens liegen (l. c. p. 194—198).

Ein ähnlicher Vorgang hat sich, wie seinerzeit Alph. Favre ausführte, am Ende der letzten Eiszeit abgespielt, als durch die Niederterrasse und die Endmoränen von Wangen—Oberbipp die Aare zu dem sog. «Lac de Soleure» aufgestaut worden war (27).

Nicht nur im Bereiche der Jurarandseen, sondern auch weiter talabwärts weisen die von Schottern bedeckten Felsterrassen ein auffallend schwaches Gefälle auf. Es geht dies aus der nachstehenden Tabelle hervor, aus der ersichtlich ist, daß sich der nach jenen Terrassen rekonstruierte alte Talboden zwischen Lyß und Wangen nur mit $0,57\text{‰}$ senkt, während das mittlere Gefälle zwischen Wangen und Aarau $1,4\text{‰}$ beträgt.

Bemerkenswert erscheint nun die weitere Tatsache, daß auch die rezente Talsohle der Aare eine solche Unausgeglichenheit der Gefällsverhältnisse und geringe Fallwerte aufweist. Während das Aaretal zwischen Reichenbach und Niederried im Mittel mit $1,5\text{‰}$ fällt, senkt es sich von hier bis Lyß mit $1,8\text{‰}$, von Lyß bis Büren mit $1,3\text{‰}$ und von Büren bis Solothurn auf 15 km Länge mit nur $0,26\text{‰}$.

Wir haben weiter oben gezeigt, daß auch der angenommene Talboden des jüngeren Deckenschotters zwischen Bucheggberg und Brugg ein etwas geringeres Gefälle als der rezente Talboden besitzt, während bekanntlich das Gefälle der Talböden auf denen Deckenschotter liegt, in der östlichen und nördlichen Schweiz größer ist als das der heutigen Täler. Es hat demnach hier eine stärkere Hebung eingesetzt als weiter talabwärts; die Abnahme der Hebungsintensität dürfte sich während der Diluvialzeit auch gegen Westen hin, aareaufwärts, geltend gemacht haben, und zwar sowohl nach der Ablagerung des jüngeren Deckenschotters wie noch später nach Bildung der Hochterrasse; nur so läßt sich das geringe Gefälle des älteren und des rezenten Talbodens erklären.

Dieser rezente Talboden wird auf eine große Erstreckung hin durch bedeutende jungdiluviale und postglaziale Aufschüttungen gebildet. Er ist aber vor der Riß-Eiszeit, wie bereits angedeutet, durch fluviale Erosion entstanden. Dies war die letzte Talvertiefung in den Felsuntergrund; die

spätere Flußerosion beschränkte sich im wesentlichen auf die Ausräumung der seit der Riß-Eiszeit entstandenen Ablagerungen. Dabei müssen an mehreren Orten auch Flußverlegungen stattgefunden haben, was aus dem Auftreten von Felspartien des interglazialen Talbodens hervorgeht. Hierüber soll später noch Näheres ausgesagt werden,

Tabelle der Gefällsverhältnisse im Aaretal zwischen Bern und Aarau

	Lage m	Aare		Felsterrasse		Hochterrasse	
		km	Gefälle ‰	Höhe	Gefälle ‰	Höhe	Gefälle ‰
Reichenbach bei Bern..	490			513		545	
		14	1,5		1,3		1,0
Leubach	469	8	1,6	495	1,8	530	2,5
Niederried-Golaten ...	456	8	1,1	480	2,5	510	2,5
Lyß	447	10	1,3	460		490	
Büren	434	15	0,26		0,57		0,2
Solothurn-Bellach.....	430	10	0,9			485	0,7
Wangen a. A.	421	9	1,2	440	1,0		
Aarwangen	410	8	1,0	430	1,2	470	1,0
Fulenbach-Ricken.....	402	11	1,0	420		462	0,1
Olten	391	12	1,9		1,5	460	
Aarau	368			385			

Total: 105 Mittel: 1,1 Mittel: 1,2 Mittel: 0,91

III. Der Rhonegletscher zur Riß-Eiszeit

Alle Forscher sind darin einig, daß in der Riß-Eiszeit die Gletscher der Schweizer Alpen im nördlichen Vorland eine riesige Ausdehnung angenommen und sich nicht nur über das ganze Mittelland, sondern teilweise sogar über den Jura hin ausgebreitet haben; letzteres war namentlich an den zahlreichen Einsattelungen in den Juraketten der Fall, an welchen das Eis weit über 1000 m Höhe anstieg. So finden sich erratische Blöcke aus dem Wallis am Chasseral in 1300 m und am Montoz beim «Signal», beim obern Bürenberg, wie schon F. Lang nachwies, auf 1221 m (70). Hier liegt ein großer Block, der auch auf Bl. 122 des Top. Atlases angegeben ist. Oestlich der Weißensteinkette gelangte Rhoneeis vorerst in das Talgebiet der Dünern und dann oberhalb Balsthal in das der Ergolz

hinab, wo es bei Lausen, unweit Liestal, endete (48). Im benachbarten Rheintal findet man aus gleicher Zeit stammende Ablagerungen des Rhonegletschers in der Gegend von Möhlin (Lit. 67).

Demnach war ein großer Teil des solothurnischen Juras vom Eise bedeckt. Dieses hat beim Abschmelzen an mehreren Orten Findlinge sowie auch Reste von Moränen hinterlassen. Solche Zeugen der «Großen Eiszeit» finden sich nach A. Buxtorf und P. Staehlin, an der Weißensteinkette in 1060 und in 1150 m beim Nesselboden (22, 71); ferner im Gebiet von Balstal, und zwar kommen Moränenreste und Findlinge nördlich von Mümliswil und Ramiswil bei 730 m Höhe vor; sodann nördlich von Hubertswil, am Nordhang des Roggen, bei Schwengi, östlich Langenbruck, und Moräne liegt westlich Schachen bei Beinwil. Auf dem Vordern Brandberg befindet sich ein größerer erratischer Block. Ein Arollagneis wurde ferner im Rüschraben und ein Montblanc-Granit bei der Untern Schafmatt festgestellt. Am Nordfuß des Weißensteins liegt erratischer Schutt des Rhonegletschers in 750—780 m, südlich von Gänsbrunnen. O. Weibel hat bei Joggenhaus im Beinwilertal einen erratischen Block, nämlich Kalksilikatschiefer, bemerkt, der aus dem Wallis herzuweisen ist (Lit. 82). P. Staehlin hat noch Blöcke und erratische Geschiebe auf dem Niederwiler Stierenberg, bei der Sollmatt und auf Schmiedenmatt festgestellt (71).

Größere Mengen von rißeiszeitlichem Gletscherschutt sind im Gäu über älteren Schottern ausgebreitet, insbesondere in der Gegend zwischen Neuendorf—Kestenholz—Schwarzhäusern und Wolfwil. Stellenweise ist die Moräne stark verwittert und zu braunem Lehm umgewandelt, in dem alpine, mehr oder deutlich gekritzte Geschiebe und einzelne Blöcke von Walliser Gesteinen stecken, wie F. Mühlberg schreibt (57).

Sehr viel ausgedehnter sind die vom gleichen Gletscher stammenden Schuttmassen, die er südlich der Aare im Gebiet zwischen Rotrist—Murgental und Pfaffnau abgelagert hat. Sie sind von P. Niggli und F. Mühlberg eingehend dargestellt worden (Lit. 59, 60).

Verschiedene Forscher haben die Meinung geäußert, daß jene riesige Ausdehnung der Gletscher zur Riß-Eiszeit nur während verhältnismäßig kurzer Zeit andauert habe. So schreibt F. Mühlberg: «Die größte Ausdehnung der Gletscher ist weder im Jura noch nördlich von Basel durch wallförmige Endmoränen, sondern nur durch zerstreute erratische Blöcke und Grundmoränen angedeutet. Das beweist, daß die Gletscher diese Ausdehnung nur relativ kurze Zeit eingenommen haben» (Lit. 55).

Dagegen sind F. Mühlberg und P. Niggli der Auffassung, daß der Rhonegletscher in der großen Eiszeit sein Zungenbecken im Depressionsgebiet des Boowaldes sehr lange Zeit besaß, und nur vorübergehend weiter vordrang» (Lit. 57). Die genannten Autoren schließen dies sowohl

aus der starken Abtragung des Molasseuntergrundes wie auch aus der reichlichen Ueberdeckung des Boowald-Gebietes mit Moränen.

Während der Ablagerung dieser Moränen sind wohl auch diejenigen von Kestenholz—Wolfwil entstanden. Möglicherweise hingen diese Moränenkomplexe ursprünglich zusammen und füllten das Aaretal aus, so daß weiter oberhalb eine Stauung der Gewässer eintrat, die zur Bildung eines Sees führte. Eine solche Annahme stützt sich auf mächtige lakustre Ablagerungen, die sich aus der Gegend von Solothurn aufwärts ins Seeland verfolgen lassen und die wohl nur zum kleineren Teil postglazialen Alters sind.

IV. Die Gegend von Solothurn während der letzten Eiszeit

Zu Beginn der letzten Eiszeit besaß die Umgebung von Solothurn im großen und ganzen die Landschaftszüge, wie sie uns heute entgegen-treten. Zu beiden Seiten der schon in Aufschüttung begriffenen Täler ragten einesteils die von Schottern bedeckten Hügelketten des Bucheggbergs, andernteils meist aus verwaschenem Gletscherschutt aufgebaute Hügelzonen unterhalb der Emmemündung und die breit ausladenden terrassierten Hänge am Jurafuß auf.

Aus der letzten Eiszeit stammen nun alle jene typischen glazialen Bildungen, wie Findlinge, Ufermoränen, Endmoränen, Schotterterrassen und Drumlin, die in auffallender Frische der Formen und des Zustandes erhalten geblieben sind. Beresonds gilt dies von verschiedenen Moränenbildungen, weshalb man diese geradezu als Jungmoränen bezeichnet hat, im Gegensatz zu den viel stärker abgetragenen und verwitterten Altmoränen, die aus der Riß-Eiszeit stammen.

Aus der weiter vorne zitierten Literatur geht hervor, daß der Rhonegletscher während der größten Ausdehnung in der Würmeiszeit bis in die Gegend zwischen Wangen a. A., Oberbipp und Bannwil gereicht hat, um sich von da weg, unter Bildung von Rückzugsmoränen, in mehreren Halten allmählich immer mehr zurückzuziehen und schließlich gänzlich abzuschmelzen und zu verschwinden. Wollen wir deshalb seine Ablagerungen näher betrachten, so haben wir vorerst solche der maximalen Ausdehnung und hierauf solche der Rückzugsphasen auseinander zu halten.

1. Ablagerungen zur Zeit des größten Gletscherstandes

Auch diese Ablagerungen sind nach Art ihrer Entstehung und ihrer Lage voneinander verschieden; denn einesteils haben wir es mit direkten Gletscherbildungen zu tun, nämlich mit Findlingen und Moränen, und andernteils mit den Ablagerungen der Schmelzbäche des Eises, also mit fluvioglazialen Schottern, welche die sog. Niederterrasse aufbauen.

a. Moränenzonen

Nach ihrer Lage treten uns drei landschaftlich deutlich unterscheidbare Moränenzonen entgegen, einmal die linke Ufermoränenzone, die sich längs des Jurahanges entlang zieht und sich von Romont weg mit gleichmäßigem Gefälle bis nach Oberbipp hinab verfolgen läßt; sodann die rechte Ufermoränenzone, die sich von Burgdorf weg über eine Reihe von Molassehügeln bis in die Gegend von Herzogenbuchsee hinzieht. Die beiden Ufermoränenzonen gehen allmählich in das Gebiet der Endmoränen über, das durch den Taleinschnitt der Aare in eine südliche und eine nördliche Hälfte geteilt wird.

Die linke Ufermoränenzone umfaßt den Südabhang und das Fußgelände der Weißensteinkette zwischen den Gemeindegebieten von Romont und Grenchen und dem Dorfe Oberbipp. Die hier vorkommenden erratischen Bildungen sind bereits von verschiedenen Autoren mehr oder weniger eingehend beschrieben worden, so von F. Lang, L. du Pasquier, F. Nußbaum, F. Antenen, A. Buxtorf, W. Schürer, L. Rollier, C. Wiedenmayer und H. Vogel (Siehe Lit.-Verz.).

Im Maximum seiner Ausdehnung reichte der Rhonegletscher bei Romont bis auf 840 m hinauf, also rund 400 m über die Talsohle empor. Von dort senkte sich seine Eisoberfläche, nach verschiedenen Findlingen zu schließen, auf 810 m nördlich Söls und bei den Hohen Tannen, und auf 770 m oberhalb Lommiswil; westlich von Weberhüsli liegen Blöcke in 740 m (Buxtorf), 1 km östlich von diesem Ort in 730 m Höhe.

Weiter ostwärts lassen sich Blöcke und Moränen über Rüttenen in 670 m, Balm 660 m, Günsberg 650 m, und bei Kammersrohr in 640 m feststellen; hier liegen von Mattenhof weg, P. 613, bis zum Dorfwald, 600 m, auffallend viele Granitblöcke. Von da an senkt sich das Erratikum über Gründen, Böglihof, Ob. Busch und Eichholz auf 590 m, hier durch einen besonders großen, geschützten Findling gekennzeichnet. Weiter ostwärts liegen alpine Blöcke bei Dettenbühl bei P. 516, in 490 m oberhalb Wiedlisbach und in 500 m beim Breitholz und im Thalacker, 0,5 km westlich Oberbipp, wo in 480 m die Talsohle erreicht wird. Das Gefälle der Gletscherzunge betrug zwischen Grenchen und Oberbipp auf der 28 km langen Strecke im Mittel 13,5‰; auf den letzten 8 km war es 20‰.

Dieser obersten erratischen Grenzlinie des würmeiszeitlichen Erratikums, die wegen Ueberdeckung durch Gehängeschutt nur stellenweise durch Moräne, meist durch Blöcke angedeutet ist, ziehen sich vier parallele Moränenreihen entlang, die orographisch deutlich hervortreten, und von denen die zwei obersten sich bis ins Endmoränengebiet von Wangen hinab verfolgen lassen. Die obere Reihe beginnt oberhalb Selzach bei Söls in 735 m, senkt sich oberhalb Lommiswil auf ca. 680 m Höhe und streicht ostwärts über die Quoten 666, 648 und 657 bei Im Holz, wird oberhalb Oberdorf vom Taleinschnitt des Wildbachs unterbrochen, um in östlicher

Richtung von Hubel über Reckholder gegen Fallern hin zu verlaufen. (Man vergleiche die Bl. 123, 112, 113 und 164 des Top. Atlases).

In der Fortsetzung dieser Moränenreihe bewirkt die Malmkalkzone der Verena-Einsiedelei eine Unterbrechung; offenbar erfuhr der Gletscher-
rand hier eine gewisse Abweichung in seinem Verlaufe. Zwar ist die genannte Kalkzone bekanntlich reich an erratischen Blöcken; F. Lang berichtet, man habe hier gegen zweihundert gezählt (42); aber wallförmige Moräne stellt sich erst weiter nordöstlich davon ein, so beispielsweise im Winterhalden-Waldgebiet von P. 605 an ostwärts gegen Waldacker und Scheidwegen; hier ist im Hügel P. 513 vorwiegend kiesiges Material erschlossen. Erratischer Schutt zeigt sich bei Wiedlisbach. Für die 16,5 km lange Moränenreihe zwischen Süls und Wiedlisbach ergibt sich ein mittleres Gefälle von 16‰.

Die nächstfolgende Reihe dieser Ufermoränen ist besonders deutlich entwickelt; sie zeigt an mehreren Orten Wallform und zieht sich im Mittel nur in 0,5 km Entfernung, parallel zur eben beschriebenen Reihe hin. Sie setzt oberhalb Bettlach bei P. 647 östlich des Giglerbachs ein, zieht über P. 628 zum Brügglibach und erscheint mit großem erratischem Block bei der Obern Allmend in P. 621. Zwischen den beiden genannten Bächen gibt die topographische Karte auf dieser Moräne 5 weitere Findlinge an. Sanftgeböschte Moränenhügel erscheinen sodann westlich und nördlich von Lommiswil in 605 und 603 m, sowie in P. 614 mit dem Hubelwäldli. Oestlich davon ziehen sich zwei längliche Wälle westlich und östlich von Oberdorf (Oberfeld und Höhefeld) in 605 bzw. 587 m Höhe auf eine Gesamtlänge von 3,5 km bis Wiedlisbach hin. In der Fortsetzung erscheint in 570—580 m ein breiter Wall, der bei Riedholz im Wegeinschnitt P. 541 gut erkennbar ist; weiter ostwärts senkt er sich auf 522 m und trägt sodann bei P. 490 den Egghof bei Neuhüsli.

Der Weiler Riedholz selber liegt in 510—517 m wie die Häuser von Valiershof auf einer Moränenterrasse, die parallel zu dem oben beschriebenen Wall verläuft; sie setzt sich östlich vom Aarebächli «Auf der Höhe», P. 473, fort, um bei Flumental zu enden.

Oestlich des Einschnittes der Siggern dehnt sich das südlich von Attiswil und Wiedlisbach gelegene, zur Hauptsache aus Hochterrassenschotter bestehende und wellige Plateau aus, dessen Oberfläche von flachen Moränenhügeln gebildet wird, wie Hochbühl 491 m, Guggel 460 m, Galgenholz. Ob es sich hierbei um Endmoränenteile oder um sog. Drumlins handelt, ist nicht klar zu entscheiden; der Form nach ist letztere Annahme die zutreffendere.

Von den vier angedeuteten Moränenreihen, die auf eine Länge von 10—20 km zu verfolgen sind, rechnen wir die zwei tiefer gelegenen und kürzeren den Rückzugsstadien des Rhonegletschers zu, während denen

dessen Zunge oberhalb Wangen a. A. endete. Von diesen Rückzugsstadien wird noch ausführlicher die Rede sein.

Die rechtsseitige Ufermoränenzone. Von dieser Zone fassen wir nur den Abschnitt zwischen Burgdorf und Herzogenbuchsee ins Auge. Er ist durch ein recht lebhaftes Relief des Untergrundes gekennzeichnet, dem sich die Gletscherablagerungen in deutlicher Weise anschmiegen. Wir befinden uns hier im Bereiche einer ehemaligen, sanft gegen N abfallenden Abtragungsfläche der Molasse; dieser Abdachung zufolge haben sich verschiedene Bäche wie Oeschbach, Wynigenbach, Oenz u. a. in nördlicher Richtung verlaufende Talfurchen ausgewaschen. Später ist jedoch ein ganz anders, nämlich NO gerichtetes Tal eingeschnitten worden, das die kleineren Bachtälchen alle quert und das sich von Burgdorf bis Herzogenbuchsee—Bleienbach hinzieht. Dieses Tal bildet die Fortsetzung des südwestlich von Burgdorf bis Oberburg ins Tal der Emme einmündenden Unterbergentales, das bei Boll beginnt und über Krauchtal verläuft. Diese beiden Täler folgen im großen und ganzen dem Rande des eiszeitlichen Rhonegletschers, und es ist einleuchtend, daß der Gletscher Flüsse abgelenkt und sie zum Einschneiden eines neuen Laufes in den Untergrund veranlaßt hat. Oberhalb Burgdorf waren es Schmelzwässer des eiszeitlichen Aaregletschers, unterhalb war es die Emme, vermehrt durch reichliches Schmelzwasser, die gegen NO hin abgelenkt wurde. Durch diese Talfurchen, die als diluviale Trockentäler bezeichnet werden, ist eine Reihe isolierter Molassehügel entstanden wie beispielsweise der Düttisberg, der Füstelberg, der Ischberg, der Steinenberg, der Steinhof. Es ist verständlich, daß sich der Gletscher auch bei der maximalen Ausdehnung nicht streng an die Richtung des genannten Randflußtales gehalten hat, das möglicherweise schon vor der letzten Eiszeit entstanden war, sondern daß er sich zeitweilig seitwärts darüber hinaus bewegt hatte. Es läßt sich nämlich feststellen, daß die äußersten Gletscherablagerungen der letzten Eiszeit auch östlich des «Wyniger-Trockentales» liegen, und zwar lassen sie sich vorerst über die Anhöhe von Blinzberg—Gutisberg nachweisen (vergl. auch Ed. Gerber, Geolog. Karte von Burgdorf. Geolog. Atlas, Nr. 22. 1950). Sodann finden sie sich weiter nordostwärts bei Schwanden, Riedern, Brechershäuseren und Breitenegg. Immerhin ist beizufügen, daß wallförmige Moränen fehlen und daß die relativ wenig mächtige Moränendecke vielfach stark verwittert und lehmig geworden ist.

Dagegen macht eine zweite Serie von Gletscherablagerungen, die besonders reich an typischen Walliser Findlingen ist, einen frischeren und jüngeren Eindruck. Diese Moränenreihe bedeckt die dem Trockental zunächst liegenden Zeugenberge, wie Düttisberghöhe, Güdiwald (H. 564), Füstelwald, Tannwald südl. Rumendingen, Ischberg, Großholz, Steinenberg und Steinhof (s. Bild 6). Die beiden letztgenannten sind bekannt durch ihren Reichtum an großen erratischen Blöcken; auf dem Steinenberg

wurden 16 Blöcke festgestellt; die meisten bestehen aus Arkesin, und einige zeigen ein Volumen von 5—20 m³. Bemerkenswert ist das Auftreten von Kiesschichten oder geschotterter Moräne an den bis in die Talsohlen herabsteigenden Diluvialbildungen südl. Rumendingen und Alchenstorf.

Weniger deutlich erkennbar ist der dritte Ufermoränenzug; zunächst tritt Gletscherschutt mit eckigen kleineren Blöcken am Ruppisberg bei Kirchberg auf; dann finden wir an groben Quarzitgeröllen reichen Schutt am Reiteneggwald und Buchwald; von letzterem zieht sich ein breiter Wall unterhalb Rumendingen zum Tal hinunter, dann auf den Wilberg hinauf und gegen Alchenstorf hinab; dieser gut ausgesprochene Wall ist vom kleinen Känerechbach bei «Auf dem Hubel» in auffallender Weise durchbrochen worden. Nord-östlich Alchenstorf liegt mächtiger Gletscherschutt auf der Höhe vom Vorder Großholz sowie auf dem Bültcherfeld ob Hellsau, senkt sich gegen Kräienberg hinab und zieht über den Seeberghügel östlich vom Burgäschisee zum Aspiholz.

Hier endet diese Ufermoränenzone am Tal der Oenz, das von jüngerem Schotter eingenommen ist. Ohne Zweifel setzten sich die beiden eben betrachteten Ufermoränen ursprünglich quer über das Oenztal in nordöstlicher Richtung gegen Herzogenbuchsee und Thunstetten fort, wo die eigentlichen Endmoränen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers zu suchen sind. Da allem Anschein nach das Oenztal älter als die letzte Eiszeit ist, muß in jener Zeit der Flußlauf hier durch die erwähnten Moränen und das Gletschereis versperrt und zusammen mit der Emme in der Richtung gegen Bleienbach und Bollodingen hin abgelenkt worden sein.

Das Endmoränengebiet. Bei Oberbipp und Wiedlisbach setzen flachere Moränenhügel an, die gegen Südost streichen und den nördlichen Abschnitt der äußeren *Endmoränen* bilden. Es lassen sich hierbei drei Züge unterscheiden; der äußerste ist durch die Hügel Lerchen P. 493 und Pfaffenhubel P. 466 sowie durch die vom Längwald bedeckten Hügel P. 494 und 492 bei Holzmatt gekennzeichnet; diese Moräne reicht bis in die Nähe von Bannwil, wo der Uebergang in den fluvioglazialen Schotter deutlich zu erkennen ist (siehe Fig. 4 und Bild 7).

Der zweite Wall läßt sich vorerst östlich von Wiedlisbach über die flachen Hügel Einisbühl 482, Inner Steinacker 480 und Birchlen 477 bis zur Bahnlinie verfolgen, die einem natürlichen Bacheinschnitt folgt. Oestlich davon steigt das Gelände steil zu dem im Mittel in 490 m Höhe gelegenen welligen Längwaldgebiet an, das gegen Süden ebenfalls steil abfällt, und zwar zur Aare. An diesem Steilabfall ist die 60 m mächtige flache Hügelmasse bei Wallis-Bipp gut aufgeschlossen; sie besteht hier aus 40—45 m mächtigem älterem Schotter (Hochterrasse), die von ungeschichtetem Gletscherschutt mit Blöcken überdeckt ist. Größere Findlinge liegen auch zerstreut im Längwald.

Südlich von Wiedlisbach zweigt ein dritter Moränenzug ab, der vom zweiten durch die wenig tiefe Depression des Erlenmooses getrennt ist; er ragt bei der Allmend nur 460 und im Kleinholzli nur 462 m auf und verbindet sich östlich der Bahnlinie mit dem Längwaldplateau.

Das südlich der Aare gelegene Endmoränengebiet besitzt eine bedeutend größere Ausdehnung als die eben beschriebene nördliche Moränenlandschaft. Die erstere umfaßt nämlich das durch seine sanftwelligen, fruchtbaren Hügel gekennzeichnete Gelände, das sich östlich der unteren Emme bis zum Unterlauf der Langeten ausbreitet. Es wird im Süden durch eine Reihe von steileren Molassehügeln begrenzt, die bereits im Bereiche der rechten Ufermoränenzone liegen, von welcher soeben die Rede war.

Das ungefähr 12 km lange und 7 km breite Endmoränengebiet wird durch das terrassierte Tal im Unterlauf der Oenz, zwischen Oberönz und Berken in zwei ungleich große Landschaften geteilt, in eine wesentlich kleinere östliche, die vom breiten Hügelzug von Thunstetten beherrscht wird, und in eine bedeutend größere, westliche Hügellandschaft, in deren Mitte das Dorf Aeschi mit seinem weithin sichtbaren Kirchturm steht.

Wie schon Ed. Brückner (67, p. 553) bemerkt hat, lassen sich auf der etwa 12 km² umfassenden Anhöhe, in deren Mitte Thunstetten liegt, deutlich drei flache Moränenwälle unterscheiden, die von dem 30 m hohen Moränenhügel Wißhölzli östlich Herzogenbuchsee ausstrahlen. Bei Q. 508 ist ein guter Aufschluß, in welchem typischer Endmoränenschutt zu beobachten ist. Der östlichste der drei flachen Wälle streicht über Q. 541 im Neuhölzli gegen Thunstetten bis nahe zur Bahnlinie östlich Bützberg hinab. Bei Thunstetten fällt dem Wanderer, der von Schoren bei Langenthal herkommt, die große Zahl erratischer Blöcke auf, von denen allerdings die meisten zu Straßenmauern verwendet worden sind. Der zweite Wall streicht von Neuhölzli über Forst gegen die Station Bützberg; er ist an drei Orten gut aufgeschlossen; nämlich an der Süd- und Nordecke des Bütschwaldes und an der Bahn; überall findet sich durchaus unverwitterter Gletscherschutt: gekritzte Geschiebe, Gerölle und gescheuerte, kantenbestoßene und eckige Blöcke in typischem Glacialschlamm und Sand. Der dritte Wall streicht ebenfalls nach N von Eigen bis Weißenried hin; er trägt den Oberwald. Mit ihm vereinigt sich der Bärenfeldhügel östlich von Herzogenbuchsee. Im Löliwald findet sich sandig-kiesige Moräne.

Nördlich von Bützberg setzen sich diese Moränen bogenförmig über den Molassehügel mit dem Spichigwald fort, der auf der Nordseite steil zu der Talterrasse von Meiswil—Aarwangen abfällt. Der von Moräne bedeckte Meiswilhubel liegt gegenüber dem Dorfe Bannwil, das den äußersten Punkt des nördlichen Endmoränengebietes bildet.

Die dort erwähnte Gliederung in drei Endmoränenwälle findet demnach südlich der Aare ein durchaus entsprechendes Gegenstück. Dort wie hier

ist ferner bei Bützberg, wie wir noch sehen werden, der Uebergang des ungeschichteten in geschichtetes Erratikum, also in fluvioglaziale Bildungen erkennbar. Die Endmoränenlandschaft Herzogenbuchsee—Thunstetten—Bützberg entspricht demnach voll und ganz der Ausdehnung des Rhonegletschers in der Maximalphase der letzten Eiszeit, die mit geringen Schwankungen des Eisstandes verbunden war.

Nicht so einfach liegen dagegen die Verhältnisse in dem westlichen Endmoränengebiet, das zwischen dem Unterlauf der Oenz und dem der Emme liegt. Sein Westrand wird eindeutig durch den Lauf des Oeschbaches zwischen Koppigen und Wangen a. A. angegeben. In dieser rund 60 km² großen Hügellandschaft treten uns neben auffallend flachen Moränenhügeln auch Erhebungen aus anstehender Molasse und ferner breite Talzüge mit Sümpfen und zwei Seen entgegen; es sind dies der Burgäsch- und der Inkwilersee. Diese beiden kleinen Seen werden deutlich durch flache Moränenschwellen abgedämmt, die abwärts in Schotter übergehen (Näheres siehe Lit. 62). Demnach handelt es sich hier wohl um Rückzugsmoränen des Gletschers, also um Bildungen, die jünger sein dürften als die Thunstetter-Moränen. Eigentümlicherweise machen aber die zahlreichen übrigen Moränenhügel der Zone von Aeschi nicht den Eindruck von Endmoränen, sondern, wegen ihren mehr ovalen oder elliptischen Grundrissen, eher den von Drumlins, also von jenen in alten Gletschergebieten häufigen, unter dem Gletschereis abgesetzten Grundmoränenhügeln. Tatsächlich findet man an mehreren Stellen solche Moräne, die in geringer Mächtigkeit über älterem Schotter liegt, so beispielsweise beim Bergwald w. Heimenhufen, beim Seehubel, am Oenzberg bei Wanzwil, beim Aspiholz, ferner bei Halten, bei Subingen, Wil und am Rand des Tannhubelwaldes südlich Walliswil-Wangen.

Oestlich vom Molassehügel des Gernsbargwaldes, P. 507, ist die Landschaft mit dem eben genannten Dorf auffallend flach; sie liegt der nördlichen Endmoränenzone unmittelbar gegenüber, die im Längswaldgebiet auch mehr Plateaucharakter besitzt.

Drumlinartige Hügel finden sich u. a. östlich von Kriegsstetten zwischen Halten und Hüniken, z. B. die Hügel Leisacker, Gaßacker, Hint. Rütenen, Bergacker, Eichacker, Tannfeld P. 496 und P. 505 im Burchwald. Gleiche Formen finden sich östlich von Subingen und Deitingen wie die Hügel von P. 468 und 467 und etwa 5 im ausgedehnten anstoßenden Waldgebiet, die alle in südwest-nordöstlicher Richtung streichen.

Von den nordöstlich des Inkwiler- und Burgäschisees gelegenen Endmoränen fallen die fluvioglazialen Terrassen mit starker Neigung gegen die Terrasse von Bannwil von ca. 450 m H. ab, woraus hervorgeht, daß die beiden Endmoränen *vor* dem Rückzugsstadium von Solothurn entstanden sind. (vergl. Fig. 3 Längsprofile etc.)

b. Die Niederterrasse

Mit Oskar Frey* können wir unterhalb der Jung-Endmoränen drei verschiedene Terrassenfelder unterscheiden, nämlich je eines im Dünnerntal, im Aaretal und im untern Langetental, von denen das erste und dritte gemeinsame Merkmale aufweisen. (Man vergl. die Längsprofile Fig. 3).

1. *Die Niederterrasse im Dünnerntal* beginnt in 462 m an dem äußersten Endmoränenzug zwischen Oberbipp und Bannwil und zieht über Oensingen nach Olten; hier liegt sie in 418 m. Diese Ablagerungen sind «von seitherigen Erosionen beinahe ganz verschont und daher nahezu mit ihrer ursprünglichen Oberflächengestaltung erhalten geblieben» (Frey). In drei Aufschlüssen bei Holzhüseren-Ziegelhütte und Martinsacker beobachtete ich nicht verfestigte, grobe Schotter mit Rhonegeröllen. Diese stellenweise gegen 3 km breite Aufschüttungsterrasse des Gäu, die offenbar ein ehemaliges Aaretal überdeckt, senkt sich auf 19 km mit einem mittleren Gefälle von $2,3\text{‰}$ bis nach Olten, von wo sie bekanntlich fast ununterbrochen der Aare entlang in den Aargau hinab verfolgt werden kann.

2. *Die Niederterrasse im untern Langetental* geht bei Bützberg in 474 m aus den dort gelegenen Stirnmoränen hervor und senkt sich mit $3,7\text{‰}$ auf 452 m bei Egerten, oberhalb Murgenthal, wo sie ins Aaretal mündet und hier mit einem Steilabfall endet. In diese Terrasse haben sich Langeten und Roth eingeschnitten, so daß die Terrassenform bei Roggwil und Egerten schön zum Ausdruck kommt. In Form eines großen, flachen Schuttkegels von 10‰ Neigung legt sich bei Langenthal der aus Nagelfluhgeröllen zusammengesetzte Schutt der Langeten auf die Niederterrasse.

3. Wie schon O. Frey bemerkte, bildet die Terrasse von Egerten den Rest einer ursprünglichen Akkumulationsoberfläche im Aaretal**; denn auf dem linken Ufer liegt die Schotterterrasse (bei Hasel) 20 m tiefer; erst nördlich Fulenbach bemerken wir über einem Erosionsrande ein höheres Niveau, und bei Hofstatt, unweit Härkingen, stoßen die ursprünglichen Schotterflächen des Aare- und Dünnerntales in gleicher Höhe, 434 m, zusammen. Die tieferen Terrassen müssen erst später bei erneutem Einschneiden der Aare modelliert worden sein. Dieses Einschneiden ging offenbar in verschiedenen Etappen vor sich; denn es lassen sich 3 verschieden hoch gelegene Terrassen über dem heutigen Talboden nachweisen, und zwar führt die höchste in die Terrassen des Oenztals hinauf, wie aus der Darstellung der Längsprofile hervorgeht (Fig. 3).

Es ist nun bemerkenswert, daß die Oenzterrasse zum großen Teil eine Akkumulationsterrasse ist, deren Entstehung wir in die Zeit *nach* dem Maximalstand des Gletschers verlegen müssen. Nach den bereits besprochenen Verhältnissen von Inkwil und Burgäschi zu schließen, schmolzen

* L. cit. p. 425

** L. cit. p. 426

hier zwei schmale Gletscherlappen ab, während zu gleicher Zeit die Hauptgletscherzunge im Norden bei Wangen geendet haben dürfte. Zu der Annahme dieses kleineren Gletscherstandes wird man auch durch die Lage der Moränen geführt, die wir in der Umgebung von Solothurn feststellen können; sie gehören ausgesprochenen Rückzugsstadien des Rhonegletschers an.

Bei näherer Betrachtung ergibt sich, daß die oben genannte Oenztalterrasse aus drei Komponenten aufgebaut ist, nämlich vorerst aus den Geröllmassen der bei Burgdorf abgedrängten Großen Emme, sowie deren aus dem Nagelfluhgebiet der Wynigerberge stammenden Seitenbäche, und zwar geschah diese Aufschüttung zur Zeit nach dem Maximalstand des Rhonegletschers, als dieser sich bereits aus der Gegend von Herzogenbuchsee—Thunstetten—Bützberg zurückgezogen hatte. Zweitens aus den fluvioglazialen Schottern der beiden Gletscherzungen von Burgäschi und Inkwil, von denen bereits die Rede war.

Die Oenztalterrasse, die bei Burach in 456 m H. liegt, findet ihre Fortsetzung in der Terrasse von Bannwil, die in 455 m auftritt und mit einem Gefälle von 2‰ gegen Unt. Schweißacker (443 m) hin zu verfolgen ist; offenbar hat sie sich ehemals bis zur Niederterrasse bei Hofstatt-Härkingen fortgesetzt (siehe Profile Fig. 3 und Bild 8).

Ein zweites Terrassensystem liegt in der Gegend von Bannwil 10—14 m tiefer als das vorige; es erscheint gegenüber Berken in 444 m, bei Meinswil in 441 m und trägt bei zunehmender Breite in 437 und 434 m die Dörfer Wolfwil und Fulenbach; weiter abwärts wird diese breite Terrasse weiterhin von Wald bedeckt; bei Boningen liegt sie in 425 m, 27 m über der Aare.

Noch tiefer liegende Terrassen, durch welche dieses Niederterrassengebiet gegliedert wird, lassen sich von Aarwangen weg bis nach Aarburg in Höhen von 10—17 m über dem Aarespiegel verfolgen. Sie gehören bereits der Postglazialzeit an. Von ihnen ist die unterste, die im Mittel 13 m über der Aare liegt und sich 20 km weit von Nieder-Berken bis Aarburg hinzieht, durch ihr geringes Gefälle von nur $0,8\text{‰}$ bemerkenswert; auf ihr liegen die Ortschaften Ober-Wynau, Wynau, Murgenthal, Stat. Rotrist und Aarburg (vergl. die Quer- und Längsprofile, Fig. 2 u. 3).

2. Von den Rückzugsstadien des Rhonegletschers

Außer den bereits beschriebenen Ufer- und Endmoränen, die nach der maximalen Ausdehnung des Rhonegletschers abgelagert worden sind, lassen sich in unserem Gebiet noch Moränen feststellen, die ein stärkeres Abnehmen und Zurückgehen der Gletscherzunge verraten. Eine erste Rückzugsphase wird durch jene Ufermoränenreihe angedeutet, die auf der linken Aaretalseite oberhalb Bettlach in 575—600 m Höhe beginnt und sich von hier an ostwärts als flachgeböschte niedrige Erhebungen auf der aussichtsreichen in 560—550 m Höhe gelegenen Terrasse, südlich

von Lommiswil, auf eine Länge von ca. 5 km bis gegen Langendorf hinzieht, wo sie, erst vom Wildbachtälchen gequert, östlich von diesem im Hügel P. 531 endet. Weiter ostwärts erscheint sie als Doppelwall, von denen der nördliche «Bei den Weiern» nach dem Attisholzswald hin verläuft, während der südliche bei Brestenberg endet. Die ihnen auf dem rechten Aareufer entsprechenden Endmoränen fehlen, da sie im Laufe der Zeit durch die Emme teils abgetragen, teils zugeschüttet worden sind. So hat man mehrmals Moränenreste in Form erratischer Blöcke im Emmekies bei Derendingen gefunden (laut Bericht von H. Mollet, lit. 50, und mündlichen Mitteilungen von Lehrer V. Kaufmann).

Die aus kiesigen Moränen aufgebaute Hügellandschaft von Bleichenberg dürfte als Endstück der südlichen Ufermoränenzone angehören, die sich, zwar undeutlich und in geringer Mächtigkeit, gegen den Bucheggberg hinzieht (s. Bild 9).

Dagegen sind die dem Rückzugsstadium von Solothurn angehörenden Moränen in durchaus symmetrischer Anordnung auf beiden Seiten des Flusses erkennbar; es lassen sich dort die seitlichen Moränen 40—60 m über der Talsohle ziemlich weit talaufwärts verfolgen, so auf der rechten Talseite über die zwar zur Hauptsache aus älteren Schottern bestehenden Hügel Hunnenberg, Gisberg bei Lüßlingen, Hubel bei Nennigkofen, Hohacker bei Leuzigen; auf der linken Seite steigt der Moränenzug sehr leicht vom Roseggut westwärts an, dabei die flachen Hügel bei Bellach, P. 461, bei Selzach und Bettlach die höheren Wälle P. 512 und P. 502, bildend. Wo sich diese beiden Moränenzüge zu begegnen scheinen, gehen sie in 453 und 452 m in die aus verschwemmtem Gletscherschutt aufgebauten Terrassen, rechts die von Schöngrün, und links die von Solothurn, über, die sich als niedere Terrasse des Rückzugsstadiums in einer Höhe von 20—25 m über dem Wasserspiegel gegen Feldbrunnen hinzieht.

Die genetische Beziehung zwischen der Rückzugsmoräne von Solothurn und der entsprechenden Schotterbildung ist mehrmals von den Solothurner Geologen Fr. Lang, E. Künzli und Hs. Mollet dargestellt worden (siehe Lit. 45, 44, 50). Ebenso hat der Boden der Stadt durch Fr. Wyß eine Schilderung gefunden (86). Der ganz allgemein geringen Mächtigkeit der Ufer- und Endmoränen des Solothurner Rückzugsstadiums entspricht auch die geringe Ausdehnung des dazu gehörenden fluvioglazialen Schotterfeldes; dieses läßt sich nur etwa 2,5 km weit bis unterhalb Feldbrunnen feststellen, wo es an der Brestenbergmoräne endet.

Dagegen läßt sich weiter aareabwärts ein ihm an Höhe und Gefälle entsprechendes Terrassensystem verfolgen, das an mehreren Stellen nur angedeutet, aber von Fahrhöfli-Bannwil an sehr gut entwickelt ist und hier eine Erosionsterrasse in die vorher abgelagerte höhere Niederterrasse darstellt; dieses System liegt im Mittel ca. 25 m hoch über dem Aarespiegel. Auf kurze Strecke ist eine solche Terrasse bei Flumental in 450 m, eine

weitere bei Walliswil-Wangen in 445 m sichtbar. Sodann setzt in 444 m bei Fahrhöfli eine an Breite stark zunehmende, fortlaufende Terrasse ein, von der oben bereits die Rede war; sie liegt bei Wolfwil in 437 m, bei Fulenbach in 433 m und bei Boningen in 425 m Höhe. Auf der ganzen ca. 30 km langen Strecke Solothurn-Boningen beträgt das mittlere Gefälle dieser Terrasse knapp 1‰ , dasjenige der heutigen Aare auf der gleichen Strecke ist ebenfalls 1‰ . Es geht daraus hervor, daß der Fluß als Schmelzbach des Gletschers unterhalb Solothurn relativ wenig Geschiebe zu verfrachten hatte und daher imstande war, ein seiner Erosionskraft entsprechendes Talgefälle zu schaffen, wie dies beim jetzigen Fluß der Fall ist. Auffallenderweise läuft die Solothurn-Fulenbach-Boningen-Terrasse in die bei Olten in 418 m Höhe gelegene, intakte Niederterrasse aus, in die auch die Gäuterrasse, die bei Niederbipp beginnt, einmündet. Es ist demnach anzunehmen, daß während des Solothurner-Stadiums unterhalb Olten keine Tiefenerosion stattgefunden hat.

In der geologischen Literatur ist mehrmals das Rückzugsstadium des Rhonegletschers bei Solothurn in Parallele mit dem Rückzugsstadium des Aaregletschers bei Bern gestellt worden. Dabei besteht ein Unterschied in der Mächtigkeit der beidseitigen Ablagerungen, indem sowohl die Endmoräne wie auch das fluvioglaziale Schotterfeld bei Bern in bedeutend stärkerer Entwicklung vorhanden sind als bei Solothurn. Dies ist möglicherweise darauf zurückzuführen, daß der Aaregletscher vom Hochgebirge, also von seinem Ursprungsort einen viel kürzeren Weg bis zu den Endmoränen zurückzulegen hatte und auch eine bedeutend schmalere, aber schuttreichere Zunge besaß, als dies beim Rhonegletscher der Fall war. Bei diesem mußten offenbar der viel weitere Weg und die außerordentliche Breite der die Westschweiz überdeckenden Zunge eine starke Verzettlung und Ausbreitung des erratischen Schuttes bewirkt haben. Ueberdies hat allem Anschein nach der Rhonegletscher nicht sehr lange bei Solothurn gestanden, sondern sich relativ rasch zurückgezogen, um auf dem Weg bis in die Gegend des Genfersees noch an verschiedenen Orten Halt zu machen. So ist schon von F. Antenen darauf hingewiesen worden, daß sich mehr oder weniger gut ausgesprochene Rückzugsmoränen bei Pieterlen, dann bei Brugg und bei Neuenstadt vorfinden (loc. cit. p. 51).

Einen längeren Halt dürfte der Rhonegletscher in den Talzügen des Neuenburgersees und der Broye gemacht haben, wofür Moränen und Fluvioglazial zwischen Müntschemier und Ins, bei Pfauen, Avenches (Forêt Mottez) und schließlich noch bei Payerne sprechen.

V. Postglaziale Ablagerungen und talbildende Vorgänge

Als sich der Rhonegletscher aus der Gegend von Solothurn zurückgezogen hatte, hinterließ er ein breites, beckenförmiges Tal, dessen Grund

von Moräne bedeckt war. Aber dieser Moränenboden lag 30—40 m tiefer als der heutige Talboden und da unterhalb Solothurn die Aare noch 20—25 m über dem heutigen Wasserspiegel auf der jüngsten Niederterrasse dahinströmte, mußte sich oberhalb der Endmoränen von Wangen und von Solothurn ein See bilden. Die Existenz eines postglazialen großen Sees im Gebiet des ehemaligen Rhonegletschers zwischen La Sarraz und Solothurn ist schon 1883 von A. Favre angenommen worden (Lit. 27).

In diesem See mußten sich Sinkstoffe der zuströmenden Flüsse und Bäche, dazu wohl auch Seekreide und gegen das Ende seines Daseins auch phytogene Absätze gebildet haben. Schließlich mußte sich die Aare durch den ausgedehnten Moränenkranz und Schotterkomplex bis auf ihre heutige Sohle eingeschnitten und der Existenz jenes über 100 km langen «Lac de Soleure» ein Ende bereitet haben.

Welcher Art nun die postglazialen Ablagerungen waren und in welcher Folge und Mächtigkeit sie auftraten, darüber haben uns mehrere vor wenigen Jahren durchgeführte Bohrungen und Sondierungen im Seeland und in der Gegend von Solothurn Aufschluß gegeben; eingehende Berichte über diese Untersuchungen verdanken wir verschiedenen zuständigen Autoren, in erster Linie F. Antenen, F. Mühlberg, Hs. Mollet und Hch. Furrer. Ihren Ausführungen sind die folgenden Angaben entnommen:

F. Antenen beschreibt in seiner Geologie des Seelandes zwei Bohrungen im breiten Aaretal, nämlich eine bei Safnern, die andere bei Port am linken Ufer des Nidau-Bürenkanals, die in den Jahren 1933 und 34 niedergebracht wurden. Die erste Bohrung stieß in 65 m Tiefe auf den anstehenden Molasseuntergrund, über welchem sich Grundmoräne des Rhonegletschers von fast 20 m Mächtigkeit abgelagert hatte. Darüber folgen ausschließlich lehmig-sandige Absätze fluviatiler und lakustrer Entstehung der Postglazialzeit. Die Bohrung bei Port ging 12,55 m tief; auch hier fand sich über dem Molasseuntergrund Grundmoräne und darüber Seeschlamm im Wechsel mit Flußkies (Schüß) und Torferde.

Ebenso wie bei Safnern fanden sich im Jahre 1908, nach F. Mühlberg, bei einer 58 m tiefen Bohrung im «Nähern Brühl» oberhalb der Stadt Solothurn zu unterst Grundmoräne und darüber zur Hauptsache, bis auf eine Tiefe von 46,4 m, blaugraue Seeletten (56). Bei einer andern unterhalb der Stadt vorgenommenen, 30 m tiefen Bohrung wurde Seelehm im Wechsel mit Sand und Kies festgestellt.

Die Erstellung zweier neuer Aarebrücken in Solothurn in den Jahren 1923 und 1926 erforderte die Vornahme mehrerer Sondierungen von 18 bis 30 m Tiefe. Nach dem hierüber erstatteten Bericht von Hs. Mollet wurde der Felsgrund nirgends erreicht, sondern als unterste Bildung wiederum Moräne des Rhonegletschers angebohrt, über der 8—10 m mächtiger blauer Seelehm liegt; dieser geht nach oben in teils kiesige, teils sandige oder

schlammige Absätze über (Lit. 50). Auffallenderweise kamen im blauen Lehm mehrere erratische Blöcke vor, woraus geschlossen werden darf, daß diese Lehmbildung vor einem Gletschervorstoß begonnen hatte. Ferner wurde unter dem Flußsand der Aare Schlamm- oder Trieb- sand festgestellt, der auch an andern Stellen der Stadt bei Bauten zum Vorschein kam.

Der gleiche Autor erwähnte auch Bohrungen bei Balsthal und Oensingen, die durch den Niederterrassenschotter getrieben wurden (51). Dieser weist unterhalb Oensingen eine Mächtigkeit von 36 m auf. Der Untergrund entspricht offenbar dem interglazialen Talboden, der bereits vor Ablagerung der Hochterrasse entstanden war; denn er geht nicht unter die heutige Talsohle hinab. Dagegen ist eine 22 m tiefe Talfurche unter dem Aarespiegel vor 30 Jahren durch Sondierbohrungen oberhalb Rupperswil, über welche M. Mühlberg berichtet hat, festgestellt worden (Lit. 58).

In den Jahren 1946/47 sind in der Gegend zwischen Solothurn und Wangen a. A. auf einer 7 km langen Strecke, von der Emmemündung an gerechnet, 26 Sondierbohrungen ausgeführt worden, über die H. Furrer in mehreren Publikationen eingehend berichtet hat (Lit. 31, 32, 33). Diese Bohrungen, von denen die tiefste bis ungefähr 26 m hinabreichte, ergeben ein aufschlußreiches Profil der diluvialen Ablagerungen im Aare- talabschnitt der genannten Gegend. Auffällig erscheint hier vorerst die Tatsache, daß in der Nähe der Emmemündung der Molasseuntergrund bis fast an die Oberfläche tritt, um sich von hier an ostwärts zu einer nahezu 50 m tiefen Mulde zu senken, deren Entstehung H. Furrer auf tektonische Vorgänge zurückführen möchte. Da es sich hierbei um Schichten der unteren Süßwassermolasse (Aquitane) handelt, über der die ehemaligen Stufen der marinen Molasse, die im benachbarten Bucheggberg vorkommen, fehlen, also abgetragen sind, dürfte es sich bei jener Mulde doch eher um eine Erosionsform des interglazialen Tales handeln, von dem die Bohrungen bei und oberhalb Solothurn Beweise erbracht haben. Durch fluviatile Erosion sind ferner unseres Erachtens die diluvialen Schotter dieses Tales entfernt worden, deren Reste uns auf der linken Aareseite bei Attisholz und im Bernerschachen als hohe Steilufer aus löcheriger Nagelfluh entgegentreten (vergl. Bild 4).

Auf dem Boden der Mulde wird von H. Furrer rißeiszeitliche Moräne angenommen; darüber wurden durch die Bohrungen 10—15 m mächtige Schlamm- sände festgestellt, die ihrerseits vom Bernerschachen an abwärts von jüngerer Moräne des Rhonegletschers überlagert sind. Weiterhin folgen nach oben postglaziale Sände und darüber Kiese der Emme und Aare. Würmeiszeitliche Moräne des Rhonegletschers bedeckt auch die erwähnten verkitteten Schotter bei Attisholz und Umgebung, die von H. Furrer auf ihre Zusammensetzung untersucht wurden; er zeigt,

daß sie aus Gesteinen der Molasse-Nagelfluh, sowie penninischer, helvetischer und jurassischer Herkunft bestehen. Diese Schotter stellen, nach Furrer spätrißeiszeitliche Bildungen dar, deren Entstehung er mit Toteisbildungen des sich zurückziehenden Rißgletschers und seitlich abgelagerten Emme- und Aareschottern in Verbindung bringen möchte.

Ferner wird die Meinung geäußert, der Trog von Luterbach-Wangen sei nicht erodiert, sondern durch Toteis vor der Zuschüttung bewahrt worden. Der gleiche Vorgang könne sich durch das ganze Diluvium wiederholt und zur Bildung resp. Erhaltung der Jurarandseen geführt haben, ein Gedanke, den schon R. Staub ausgesprochen hatte (72).

Zu diesen neuartigen Hypothesen sei hier bemerkt, daß die Möglichkeit der Bildung von Toteis bei den abschmelzenden Gletschern besteht. Aber ihre Existenz war doch ohne Zweifel von kurzer Dauer, und die Verbreitung und Entstehung der oben besprochenen «älteren Seeland-schotter», zu denen wir auch die von Attisholz gerechnet haben, läßt sich kaum mit den angenommenen Toteismassen und gleichzeitigen fluviatilen Ablagerungen in Beziehung bringen. Und wenn solche Eisbildungen die Jurarandseen vor ihrer Zuschüttung bewahrt haben sollen, so erklärt dies deren Entstehung und Existenz nicht; denn die Talfurchen, in denen sie liegen, mußten ja vorher bestanden haben und dies konnte nur durch Erosion bewirkt worden sein, sei es durch fluviatile oder durch glaziale Erosion; offenbar waren beide Vorgänge am Zustandekommen dieser langgezogenen flachen Becken beteiligt, die zum größeren Teil in die mergelreichen, leicht abtragbaren Schichten der unteren Süßwassermolasse eingetieft sind.

Bei einer Vergleichung der Ergebnisse der im Seeland, bei Solothurn und bei Luterbach ausgeführten Sondierbohrungen läßt sich überall eine Aufeinanderfolge von glazialen, fluviatilen und lakustren Ablagerungen feststellen, wobei Moränen in den tieferen und lakustre und fluviatile Sedimente vorwiegend in den höheren Horizonten vorkommen. Bei den Moränen handelt es sich wohl meist um solche des würmeiszeitlichen Rhonegletschers. Schlammsande sind als fluviatil-lakustre Absätze in stehendem Wasser, also in Seen zu betrachten; solche und ähnliche Bildungen finden sich sowohl *unter* wie *über* Moränen; im ersten Falle könnten sie spätrißeiszeitlich sein.

Von den über Moränen liegenden Sedimenten überrascht uns die stellenweise große Mächtigkeit, namentlich von Seeletten. Man kann sich deshalb fragen, ob diese nicht eher einem interglazialen als dem postglazialen «See von Solothurn» zuzuschreiben seien, da der letztere doch, allen Anzeichen nach, nur von relativ kurzer Dauer gewesen sein dürfte. Als sichere Zeichen seiner Existenz sind die obersten, mit Torferde wechselnden Lagen von Seekreide zu betrachten, die insbesondere in der Gegend von Biel durch F. Antenen bekannt geworden sind (9, 10).

Auch die über 20 m mächtigen postglazialen Schlammsande, die bei Flumenthal erbohrt wurden, dürfen dem postglazialen See Favres zugeschrieben werden. Die Lage der würmeiszeitlichen Moräne, wie sie im geologischen Längsprofil, Fig. 4 bei Furrer dargestellt ist, beweist eindeutig, daß jener postglaziale See durch die Endmoränen von Wangen a. A. gestaut worden ist und nicht durch die Ablagerungen der Emme, wie F. Mühlberg glaubte annehmen zu wollen (56). Letztere haben aber an der Zuschüttung des Sees wesentlich mitgewirkt. In diesem Zusammenhang mag darauf hingewiesen werden, daß vor etwa 20 Jahren mehrere Tiefbohrungen auch im Aaretal oberhalb Bern, also im Bereiche des Zungenbeckens des diluvialen Aaregletschers, ausgeführt worden sind, über welche Ed. Gerber und P. Beck mehrmals in der geologischen Literatur berichtet haben (36, 16—18). Ebenso sind durch Stollen- und Brückenbauten bei Bern Sondierungen im Aarebett bis auf 75 m Tiefe vorgenommen worden; aus diesen konnte der Schluß gezogen werden, daß sich auch im Aaretal dieses Abschnittes eine tiefe interglaziale Flußrinne befindet, die nach Ed. Gerber in nördlicher Richtung über Zollikofen und Moosseedorf verläuft; denn hier hat der Ing. Schachtler durch eine Bohrung ebenfalls eine alte, mit Schotter erfüllte Rinne festgestellt, und zwar von 86 m Tiefe.

Oberhalb Bern, bei der Hunzikenbrücke wurde eine maximale Tiefe von 88 m erreicht, ohne auf Felsgrund zu gelangen; der Bohrer durchfuhr blaue Tone von großer Mächtigkeit, die teils von Deltaschottern, teils von Moränen der Würmeiszeit überlagert werden. Nach Ed. Gerber sollen diese Tone in einem See entstanden sein, der zwischen der älteren und der jüngeren Rißeiszeit existiert habe. P. Beck stellt sie in die Riß-Würm-Interglazialzeit. Da diese Seeletten die tiefste Talauffüllung darstellen und ihnen Pollenkörner fehlen, wie Ed. Gerber schreibt, hat sich allem Anschein nach jener See unmittelbar nach dem Rückzug der rißeiszeitlichen Gletscher gebildet.

Schluß

Wir sind im Verlaufe unserer Ausführungen mehrmals neben der Betrachtung der Diluvialbildungen der Umgebung von Solothurn auch auf andere Gebiete der Schweiz zu sprechen gekommen und haben dabei feststellen können, daß dort ähnliche Erscheinungen und Verhältnisse vorkommen. Dies hat es uns möglich gemacht, die lokalen Vorkommnisse und Vorgänge mit denen anderer Gebiete zu vergleichen und sogar zu allgemeineren Schlußfolgerungen zu gelangen. Die von andern Forschern für die mittel- und ostschweizerischen Talgebiete gemachte Feststellung von Ablagerungen aus fünf Eiszeiten konnte zwar bei uns nicht restlos bestätigt werden; aber sinngemäß fügen sich unsere Verhältnisse in die der übrigen Gebiete ein. Auf alle Fälle konnte auch bei uns ein mehrmaliger

Wechsel von Eiszeiten und interglazialen Zeiten der Talbildung festgestellt werden; die während den Interglazialzeiten erfolgte Talvertiefung kann nur durch fortgesetzte Hebungen des Landes gedeutet werden, die am Ende der ersten Eiszeit begannen und vor Beginn der Rißeiszeit endeten; hierauf setzte eine langsame Senkung des Landes ein. Die Flüsse schnitten sich nach der Würmeiszeit zwar noch in die Niederterrasse ein; aber sie gelangten nicht mehr auf die vorherige tiefste Talsohle hinab. An einigen Stellen, nämlich ober- und unterhalb Bannwil, ferner bei Wynau und unterhalb Fülenbach, hat die Aare den interglazialen Molassesockel durchschnitten, indem sie offenbar die tiefer liegenden Talsohle des prä-rißeiszeitlichen Tales verfehlte. Es liegen demnach hier mehrere Fälle von epigenetischer Talbildung vor, wie sie nach A. Heim beispielsweise auch bei Brugg, bei Aarau, am Rhein bei Neuhausen und Laufenburg vorkommen (Lit. 39, p. 386—394).

Hinsichtlich der *Chronologie* der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Solothurn ist festzustellen, daß auf ausgeprägten Abtragungsflächen der subjurassischen gefalteten Molassezone aus dem Aaregebiet stammende Schotter abgesetzt worden sind, die wir dem jüngeren Deckenschotter gleichgestellt haben; nach ihrer Bildung wurden die Täler durch Flußerosion um 80—100 m vertieft und verbreitert, worauf in einer neuen Eiszeit der Hochterrassenschotter weithin und in großer Mächtigkeit den Talboden bedeckte. In der folgenden Interglazialzeit fand eine weitere bedeutende Talvertiefung, die letzte, statt, der die Rißeiszeit mit ihrer gewaltigen, aber relativ kurz andauernden Eisüberdeckung folgte. Sie hat im Gäu Grundmoränen, aber hoch oben an den Jurahängen kleinere Moränenreste und erratische Blöcke hinterlassen. Gut ausgeprägte Endmoränen zwischen Wangen a. A., Oberbipp und Bannwil, an die sich weithin verfolgbare Niederterrassenschotter schließen, sowie mehrere deutliche Rückzugsmoränen bei Riedholz, Brestenberg und Solothurn kennzeichnen die Ablagerungen des Rhonegletschers während der Würm-Eiszeit. Innerhalb dieser Moränen sind durch zahlreiche Sondierbohrungen mächtige lakustre Sedimente teils unter, teils über Moränen festgestellt worden. Sie verraten die Existenz inter- und postglazialer Seen von bedeutend größerer Ausdehnung, als die heutigen Jurarandseen besitzen.

Literatur

- 1 AGASSIZ, L. Etudes sur les Glaciers. Neuchâtel 1840.
- 2 ÄBERHARDT, B. Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève. Eclog. geol. Helv. VII 1903.
- 3 ÄBERHARDT, B. Note sur le quaternaire du Seeland. Arch. Sc. phys. et nat. XVI 1903.
- 4 ÄBERHARDT, B. Contribution à l'étude du système glaciaire alpin. Mitt. Nat. Ges. Bern 1907.
- 5 ÄBERHARDT, B. Sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Eclog. geol. Helv. 1908.
- 6 ÄBERHARDT, B. Sur les terrasses d'alluvions d'âge interglaciaire dans la zone intramorainique de la Suisse occidentale. Arch. sc. phys. et nat. 1909.
- 7 ÄBERHARDT, B. Sur les déviations de quelques cours d'eau pendant la période quaternaire. Eclog. geol. Helv. X 1909.
- 8 ANTENEN, F. Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes. Eclog. geol. Helv. XIII 1914, Lausanne.
- 9 ANTENEN, F. Die Alluvionen des Seelandes. Mitt. Nat. Ges. Bern 1930.
- 10 ANTENEN, F. Geologie des Seelandes. Biel 1936.
- 11 BALTZER, A. Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern. Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz 30. Lief. 1896.
- 12 BALTZER, A. Die Eiszeit im Seeland. Pet. Mitt. Gotha 1912.
- 13 BÄRTSCHI, E. Das westschweizerische Mittelland. Versuch einer morphologischen Darstellung. Neue Denksch. Schweiz. Nat. Ges. 1913.
- 14 BAUMBERGER, E. Zur Geologie von Leuzigen. Heim-Festschrift. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1919.
- 15 BECK, P. Ueber den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. Verh. Schw. Nat. Ges. 1932.
- 16 BECK, P. Ueber das schweizer. und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclog. geol. Helv. t. 26 1933.
- 17 BECK, P. Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Ebendort 1938.
- 18 BECK, P. Bericht über die Frühjahrsversammlung der Schweiz. Geolog. Gesellschaft in Thun 1938. Ebendort 1938.
- 19 BLÖSCH, ED. Die große Eiszeit in der Nordschweiz. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. 31. Lief. 1911.
- 20 BRÜCKNER, ED. Die Vergletscherung des Salzachgebietes, nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Geogr. Abh. Bd. I Wien 1886.
- 21 BUXTORF, A. Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung. Beitr. zur geolog. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 21 1908.
- 22 BUXTORF, A. und CHRIST, P. Erläuterungen zu Bl. 3 des Geolog. Atlas. 1936.
- 23 CHARPENTIER, J. de, Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse. Ann. des mines. t. VIII 3me sér. 1835.
- 24 CHARPENTIER, J. de, Essai sur les glaciers. Lausanne 1841.
- 25 DESOR, E. Die Moränen-Landschaft. Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1874.
- 26 FALCONNIER, A. Etude géologique de la région du Col du Marchairuz. Mat. p. la carte géol. Suisse. Nouv. série 27e livr. Berne 1931.
- 27 FAVRE, A. Sur l'ancien Lac de Soleure. Arch. sc. phys. et nat. Genève, T. X 1883.
- 28 FAVRE, A. Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes Suisses. 1884. Texte: Mat. pour l. Carte géol. de la Suisse. XXVIIIe livr. 1898.
- 29 FREI, R. Untersuchungen über den schweizerischen Deckenschotter. Beitr. z. geol. Karte. N. F. 37. Lief. 1912.

- 30 FREI, R. Ueber die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Mit Karte. Ebendort, Lief. 41 1912.
- 31 FREY, O. Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuß. Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. 1907., Zürich.
- 32 FURRER, HCH. Das Quartär zwischen Solothurn und Wangen a. A. mit spezieller Berücksichtigung des Interglazials auf Grund der Resultate der Sondierbohrungen von Luterbach 1946-47. Eclog. geol. Helv. Vol. 41 1948.
- 33 FURRER, HCH. Die Sondierbohrungen von Luterbach 1946-47. Schweiz. Bauzeitg. 1949 und Mitt. Nat. Ges. Bern 1948.
- 34 GERBER, ED. Geologische Karte von Bern und Umgebung, Geogr. Kartenverlag Bern 1926.
- 35 GERBER, ED. Ueber ältere Aaretal-Schotter zwischen Spiez und Bern. Mitt. Nat. Ges. Bern 1914.
- 36 GERBER, ED. Einige Querprofile durch das Aaretal mit Berücksichtigung der letzten Bohrungen und Tunnelbauten. Ebendort 1923.
- 37 GUTZWILLER, A. Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. Nat. Ges. Basel 1894.
- 38 HEER, O. Urwelt der Schweiz. 1869.
39. HEIM, A. Geologie der Schweiz. Bd. I. Molasseland und Juragebirge. Leipzig 1919.
- 40 HUG, J. Zur Gliederung der Hochterrasse im Limmat- und Glattal. Eclog. geol. Helv. 25 1932.
- 41 HUGI, F. J. Die Gletscher und die erratischen Blöcke. Solothurn 1843.
- 42 KEHRER, L. Beiträge zur Kenntnis der Geologie von Olten-Aarburg und Umgebung. Aarau 1922.
- 43 KIENER, M. Beitrag zur Orographie des westschweizerischen Mittellandes. Jahrb. Geogr. Ges. Bern 1934.
- 44 KÜNZLI, E. Unsere heimatliche Landschaft. Solothurn 1925.
- 45 LANG, F. Solothurn und seine Umgebung, eine geolog. Skizze. 1863.
- 46 LANG, F. Die Einsiedelei und die Steinbrüche bei Solothurn. Neu. Bl. d. soloth. Töpferges. 1885.
- 47 LANG, F. Bericht über eine geolog. Exkursion auf den Weißenstein. Eclog. geol. Helv. I. 1888.
- 48 LEUTHARDT, F. Eine Grundmoräne mit Gletscherschliffen in der Umgebung von Liestal. Eclog. geol. Helv. XV. 1920.
- 49 MOLLET, H. Der Talboden von Balsthal. Mitt. Nat. Ges. Solothurn. H. 8 1928.
- 50 MOLLET, H. Geologische Ergebnisse beim Bau der neuen Aarebrücken in Solothurn. Eclog. geol. Helv. vol. 21 1928.
- 51 MOLLET, H. Das Ergebnis neuerer Tiefenbohrungen in der Kluse zwischen Balsthal und Mümliswil. Eclog. geol. Helv. 25 1932.
- 52 MOLLET, H. Die Steinhofblöcke als Naturdenkmale. Beitr. z. Heimatk. von Kriegstetten. 1933.
- 53 MÜHLBERG, F. Ueber die erratischen Bildungen im Aargau. Aarau 1869.
- 54 MÜHLBERG, F. Der Boden von Aarau. 1896.
- 55 MÜHLBERG, F. Der mutmaßliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während ihrer Eiszeit. Verh. Schweiz. Nat. Ges. Freiburg 1907.
- 56 MÜHLBERG, F. Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1911.
- 57 MÜHLBERG, F. und NIGGLI, P. Erläuterungen zur Geolog. Karte des Gebietes Roggen—Born—Boowald. Geol. Komm. Bern 1913.
- 58 MÜHLBERG, M. Neue geologisch-hydrologische Untersuchungen im Aaretal. Aargauer Tagbl. 10. Febr. 1921.
- 59 NIGGLI, P. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Zofingen, 1: 25000. Aarau 1913.

- 60 NIGGLI, P. und MÜHLBERG, F. Geologische Karte des Gebietes Roggen—Born—Boowald. Beitr. z. Geol. Karte 1912. Spezialkarte No. 67.
- 61 NUSSBAUM, F. Ueber die Schotter des Seelandes. Mitt. Nat. Ges. Bern 1907.
- 62 NUSSBAUM, F. Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen a. A. Ebendort 1910.
- 63 NUSSBAUM, F. Die erratischen Blöcke vom Steinenberg. Berner Woche Nr. 18 1911.
- 64 NUSSBAUM, F. und AEBERHARDT, B. Bericht über die Exkursionen der Schweiz. Geolog. Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und Emme. Eclog. geol. Helv. Vol. XI 1912.
- 65 NUSSBAUM, F. Ueber den Nachweis von jüngerem Deckenschotter im Mittelland nördlich von Bern. Eclog. geol. Helv. 1920.
- 66 NUSSBAUM, F. Ueber Eiszeiten und Flußverlegungen in der Westschweiz. Mitt. Nat. Ges. Bern 1938.
- 67 PENCK, A. und BRÜCKNER, ED. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig. 1.-7. Lief. 1905.
- 68 PASQUIER, L. du, Ueber die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. z. Geol. Kart. d. Schweiz. 31. Lief. 1891.
- 69 ROLLIER, L. und KISSLING, E. Geolog. Karte der Schweiz. Bl. VII Porrentruy—Solothurn 1:100'000 1904.
- 70 SCHÜRER, W. Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzingen und Tavannes. Diss. Zürich 1928.
- 71 STAEHLIN, P. Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Kanton Solothurn. Beitr. z. Geol. Karte, N. F. 55. Lief. 1924.
- 72 STAUB, R. Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Eclog. geol. Helv. Vol. 31 1938.
- 73 STAUB, W. Die Molasse im Berner Seeland und ihre Durchtalung. Mitt. Nat. Ges. Bern 1938.
- 74 STEIN, M. Morphologie des Glattales. Uster 1949.
- 75 STUDER, B. Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Bern 1825.
- 76 STUDER, B. Lehrbuch der Physikalischen Geographie. 1. T. Bern 1844.
- 77 SUTER, H. Geologie von Zürich, einschließlich seines Exkursionsgebietes. Zürich 1939.
- 78 SUTER, H. Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. Eclog. geol. Helv. Vol. 37. No. 1 1944.
- 79 VENETZ, J. Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Denkschr. Schweiz. Ges. f. d. Naturw. 1833.
- 80 VENETZ, J. Mémoire sur l'extension des anciens glaciers. Ouvrage posthume rédigé en 1857 et 1858.
- 81 VOGEL, H. Geologie des Graitery und des Grenchenbergs im Jura gebirge. Beitr. z. geolog. Karte, N. F. 26. Lief. Bern 1934.
- 82 WAIBEL, A. Geologie der Umgebung von Erschwil (Hohe Winde). Beitr. zur geolog. Karte, N. F. Lief. 55, 1925.
- 83 WEBER, A. Die Glazialgeologie des Tößtales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. Diss. E. T. H. Zürich 1928.
- 84 WEBER, A. Zur Glazialgeologie des Glattales. Eclog. geol. Helv. Vol. 27 1934.
- 85 WIEDENMAYER, C. Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz N. F. 48. Lief. 1923.
- 86 WYSS, F. Die Stadt Solothurn. Verlag Vogt-Schild, Solothurn 1939.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Aus der Geschichte der Eiszeitforschung	
1. Die Findlinge und ihre Deutung durch B. Studer, J. de Charpentier und F. Mühlberg	2
2. Die Begründung der mehrmaligen Vergletscherung durch L. du Pasquier, Gutzwiller, Penck und Brückner	4
3. Ueber einige Ergebnisse der neusten Eiszeitforschung in der Ost- und Nordschweiz	6
II. Ueber ältere Diluvialbildungen im bernischen und solothurnischen Aaregebiet	
1. Plateauschotter	10
2. Aeltere Seelandschotter	12
III. Der Rhonegletscher zur Riß-Eiszeit	20
IV. Die Gegend von Solothurn während der letzten Eiszeit	
1. Ablagerungen zur Zeit des größten Gletscherstandes	22
a. Moränenzonen	23
b. Die Niederterrasse	29
2. Von den Rückzugsstadien des Rhonegletschers	30
V. Postglaziale Ablagerungen und talbildende Vorgänge	32
Schluß	36
Literatur	38

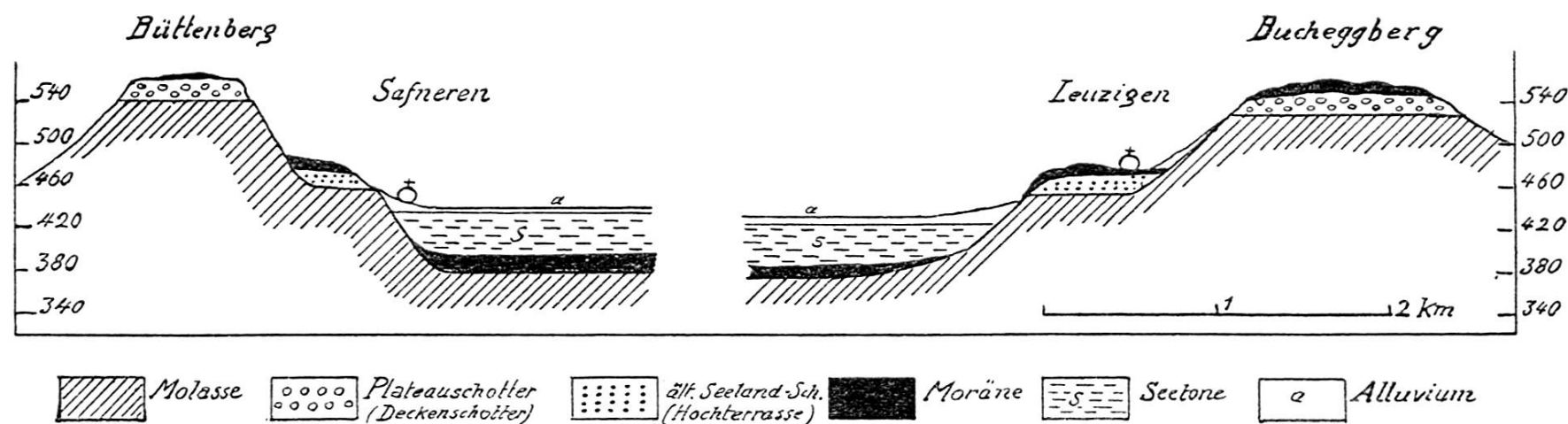


Fig. 1
Profil des Aaretales bei Safnern und Leuzigen

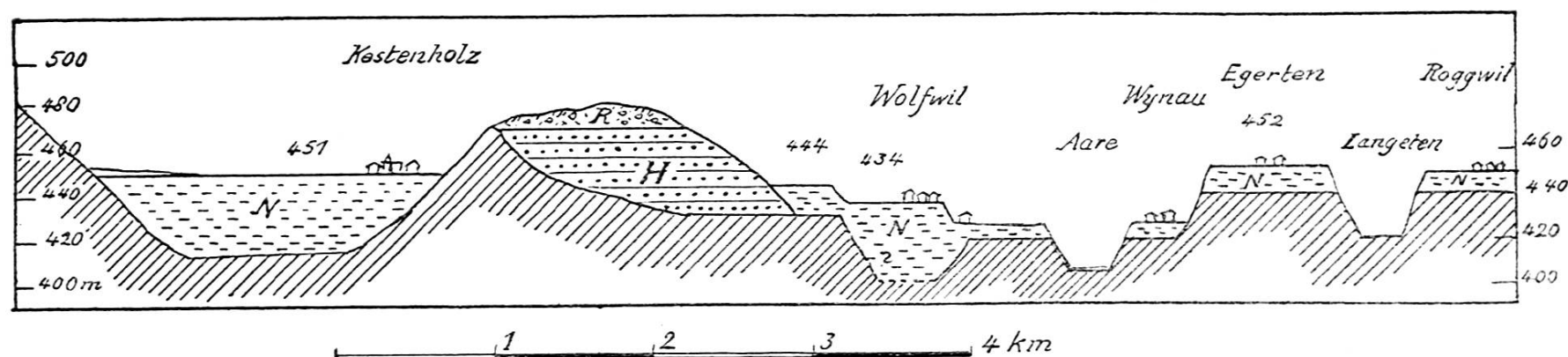


Fig. 2
Geologisches Profil: Kestenholz-Wynau-Roggwil. — H = Hochterrasse, R = Rissmoräne, N = Niederterrasse

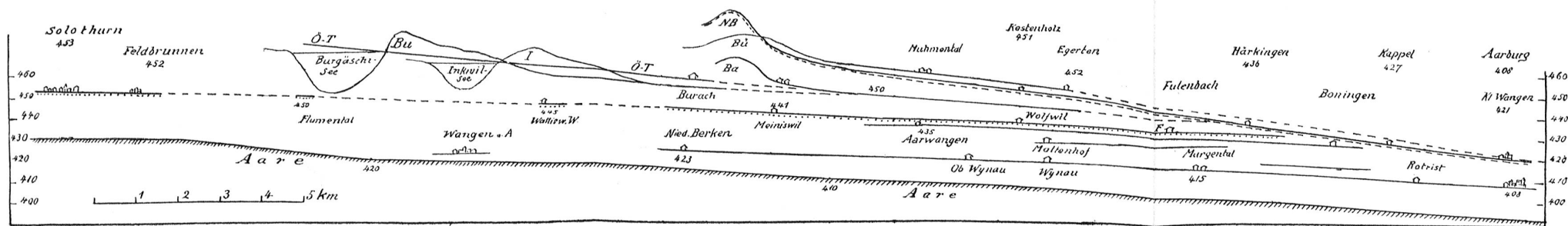


Fig. 3
Längsprofile der Terrassenbildungen zwischen Solothurn und Aarburg
NB, Bü, Ba, Bu und I bedeuten Endmoränen von Niederbipp, Bützberg, Bannwil
Burgäschisee und Inkwil

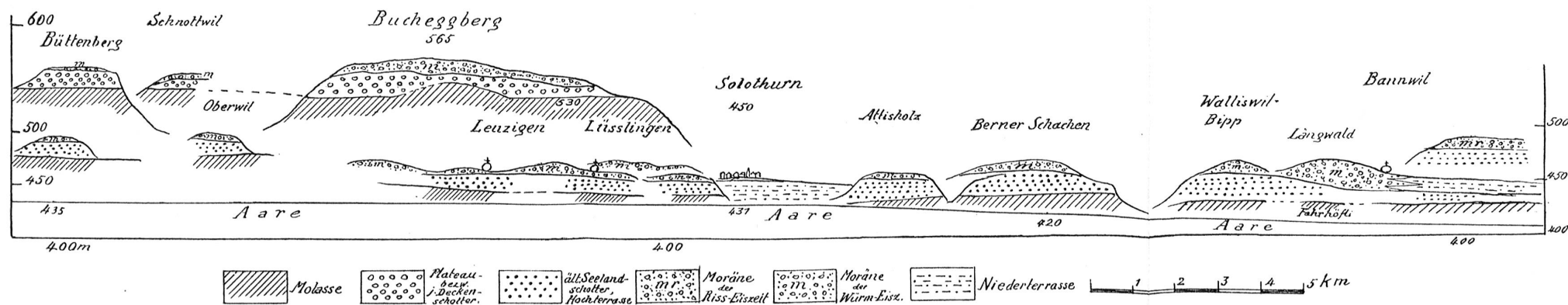


Fig. 4
Längsprofil der Quartärbildungen ober- und unterhalb Solothurn
(Uebersicht 1 : 2,5)