

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 26 (1923-1925)

Artikel: Morphologische Untersuchungen im Entlebuch
Autor: Steiner, Joseph
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-322663>

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: 01.01.2026

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

Morphologische Untersuchungen im Entlebuch

Von Dr. *Joseph Steiner*

Mit 8 Abbildungen im Text und 1 Karte



Vorwort

Die in der vorliegenden Arbeit dargestellten morphologischen und quartärgeologischen Untersuchungen erstrecken sich hauptsächlich auf die zwischen Schüpfheim und Wolhusen gelegenen Abschnitte des Tales der Kleinen Emme, die sich durch Mannigfaltigkeit der Geländeformen und Reichtum an quartären Ablagerungen auszeichnen.

Ursprünglich hatte ich die Absicht, das gesamte Entlebuch morphologisch zu untersuchen. In den Sommerferien 1920 im Begriff, die Studien im Gelände zu beginnen, wurde ich jedoch wegen Auftretens von Viehseuchen an der Durchführung dieses Planes verhindert. Nach einer über grössere Abschnitte meines Untersuchungsgebietes ausgedehnten Orientierung im folgenden Jahr, konzentrierte ich mich dann in Anbetracht der kurzen mir noch zur Verfügung stehenden Zeit, auf Anraten meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. Nussbaum, auf den wegen seiner morphologischen Verhältnisse und der vorkommenden Diluvialbildungen besonders eigenartigen, oben genannten Talbezirk, über welches Gebiet, wie wir später vernehmen werden, noch keine Spezialuntersuchung besteht.

Die Leitung meiner Arbeit hatte in liebenswürdiger Weise Herr Prof. Dr. Nussbaum übernommen, der mir mit Rat und Tat bei ihrer Durchführung zur Seite stand. Er verfolgte meine Untersuchungen im Gelände, wie später die Ausarbeitung der Resultate und unterzog vor allem das Manuskript der Abhandlung einer gründlichen Durchsicht. Für die mannigfache Förderung, die meine Arbeit so erfuhr, schulde ich Herrn Prof. Nussbaum grossen Dank.

Verpflichtet bin ich ferner Herrn Prof. Dr. Hugi, dem ich verschiedentlich erratisches Material vorweisen durfte. Herrn Prof. Dr. Zeller und Herrn Prof. Dr. Arbenz danke ich für das Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten.

Die Geographische Gesellschaft von Bern hat meine Abhandlung in entgegenkommender Weise zur Veröffentlichung in ihren Jahresbericht aufgenommen.

Bern, im Juni 1924.

Joseph Steiner.

Inhaltsverzeichnis

Erster Teil: Einführender Überblick

Seite

A. Die orographischen und hydrographischen Verhältnisse des Gebiets	7
B. Überblick über die bisherigen Untersuchungen. Probleme	9

Zweiter Teil: Regionale Beschreibung

A. Das Haupttal

Allgemeines	13
I. Talsohle und Flussbett	13
1. Die Gefällsverhältnisse	13
2. Die Grundrissverhältnisse	14
3. Die Beschaffenheit der Talsohle	15
II. Die Terrassen	18
1. Terrassen der obären Strecke des Flusstals	18
2. Terrassen der mittlern Strecke des Flusstals	23
3. Terrassen des untern Talabschnitts	24

B. Die Abschnitte rechts vom Haupttal

Allgemeines	27
I. Das Terrassengebiet von Schwendi-Haslehohwald und die Farneren	28
II. Beobachtungen im Terrassengebiet vor der Beichlen	30
III. Das Tal der Entlen	32
IV. Die Terrassenlandschaft zwischen Entlebuch und Wolhusen	37
1. Die orographischen Verhältnisse	37
2. Die geologischen Verhältnisse	38
V. Das Gebiet der Bramegg	47
1. Die Diluvialbildungen im südlichen Teil der Rückenlandschaft	47
2. Die Diluvialbildungen im nördlichen Teil der Rückenlandschaft	49

C. Die Abschnitte links vom Haupttal

Allgemeines	53
I. Der südliche Abschnitt	53
1. Die Terrassen	54
2. Die Moränen	55
II. Abschnitt Entlebuch-Doppleschwand	56
III. Von der Fontannenmündung bis Wolhusen	59
IV. Untersuchungen in der Gegend nördlich Wolhusen	67

Dritter Teil: Ergebnisse		Seite
A. Der Formenschatz des Untersuchungsgebiets und seine Entstehung		
Übersicht		70
I. Die Erhebungen		71
II. Die Täler		71
III. Die Terrassen		72
1. Denudationsterrassen		72
2. Erosionsterrassen		73
3. Aufschüttungsterrassen		78
B. Eiszeitliche Bildungen und Vergletscherungsverhältnisse		
Allgemeines		79
I. Ältere Diluvialbildungen		79
II. Die Riss-Eiszeit		80
III. Die Würm-Eiszeit		82
1. Bildungen der Vorstossperiode		82
2. Die Gletscherausdehnung in der Hochstandsphase		83
3. Die Gletscher- und Diluvialbildungen der Rückzugsphasen		86
4. Morphologische Folgeerscheinungen		88
IV. Alluviale Bildungen		89
Literaturverzeichnis		90

Erster Teil

Einführender Überblick

A. Die orographischen und hydrographischen Verhältnisse des Gebietes

Die luzernische Landschaft Entlebuch umfasst das in der Hauptsache von der Kleinen Emme entwässerte Gebiet, das sich von den mittleren Emmenalpen bis zum Nagelfluhmassiv des Napfs ausdehnt. Das bezeichnende Merkmal des ganzen Gebietes ist die auf grosse Erstreckung als Längstalfurche entwickelte Tiefenlinie, die das Voralpengebiet vom Mittelland, zu dem das Napfmassiv gehört, trennt und in die etwas oberhalb der Ortschaft Schüpfheim (729 m) die Waldemme von S eintritt. Diese Längstalung setzt schon an der Grossen Emme bei Schangnau (933 m) ein und zieht sich von dort auf längere Strecke in südwest-nordöstlicher Richtung hin; unterhalb der Einmündung der Entlen, des grössten Seitenflusses der Kleinen Emme, nimmt sie südnördliche Richtung an und biegt dann bei Wolhusen (572 m) unvermittelt gegen O um.

Der Fluss, der von der Talwasserscheide bei Escholzmatt (854 m) her das Längstal bis zur Einmündung des Waldemmetals durchfliesst, heisst Weissemme. Ihre Quellbäche liegen teils am Nordabhang der *Beichlen*, deren 1770 m hoher Nagelfluhkamm das Tal im SO begleitet, teils kommen sie von den südlichen Ausläufern des Napfs, die unmittelbar nördlich Escholzmatt enden.

Östlich der Vereinigung von Weiss- und Waldemme erhebt sich bis zu 1575 m Höhe der ebenfalls aus Nagelfluh bestehende Kamm der *Farneren*, deren Hänge mehrere Bäche nach der Kleinen Emme und nach der Entlen hinabsenden. Von Entlebuch an bildet erst ein schmälerer Bergkamm mit P. 1060, hernach der breite, 1000 m hohe Molasserücken der Bramegg die östliche Begleitung des Haupttales.

Das westlich von diesem liegende Napfbergland wird von den in tiefeingeschnittenen Engtälern rauschenden Fontannen ent-

wässert, der Grossen und der Kleinen Fontannen, die sich kurz vor ihrer Mündung in die Emme vereinigen. In der Nähe dieser Mündung liegt das Dorf Doppleschwand (755 m) auf einem weit gegen NO vorspringenden Ausläufer des Napfs. Der betreffende Höhenzug fällt gegen das Tal der Kleinen Emme meist sehr steil ab und zeigt hier häufig mächtige Nagelfluhbänke, die mit Sandsteinschichten wechsellagern.

So ist nun also die die Emmenalpen des Entlebuchs vom Napfbergland trennende Talfurche auf der ganzen Erstreckung hin in Molasseschichten eingeschnitten und zu beiden Seiten von bedeutenden, grossenteils aus mitteltertiärer Nagelfluh aufgebauten Kämmen und Rücken begleitet.

Allein nur bis Schüpfheim haben wir es mit einem dem Streichen der Schichten folgenden Längstal zu tun; dieses ist ein in die stark gefaltete subalpine Molasse, hauptsächlich in leicht zerstörbare Sandsteine und Mergel der Aquitanstufe eingeschnittenes Antiklinaltal (Lit. 3, 5 und 27). Bei Schüpfheim beginnt das Tal, sich aus der SW-NO-Richtung in die NNO-Richtung zu legen, während die Gewölbeaxen sich gegen den Abfall der Farneren und quer über den Unterlauf der Entlen hinziehen; stellenweise lassen sich hier 2—3 Antiklinalen feststellen.¹

In dem SN gerichteten Talabschnitt Entlebuch-Wolhusen wird die Talung der Kleinen Emme zum ausgesprochenen Quertal; auch unterhalb Wolhusen durchquert das Haupttal gefaltete Schichten, ein flachgespanntes Gewölbe, dessen Axe am Nordabfall der Bramegg bei Rothenfluhsäge liegt (Lit. 4, S. 237). In der Fortsetzung von Schachen bis zur Reuss ist es dagegen wiederum eine Längstalfurche im Streichen weicherer Sandsteine und Mergel an der Grenze der horizontal gelagerten und subalpin aufgerichteten Molasse.

Werfen wir anschliessend noch einen Blick auf das im Süden der Molasserücken folgende Gebiet der Voralpen!

¹ Einzelheiten hierüber siehe bei F. J. Kaufmann und bei H. Mollet (Lit. 5 und 19). Auf der NW-Seite der Farneren wurden von H. Mollet zwei Antiklinalen bestimmt. Indes konnte ich südlich derselben, in ca. 940 m im Gretenbachtobel und in ca. 850 m im Graben aus dem Hombühlwald unterhalb Ober-Nachzel, noch je eine Gewölbebiegung beobachten. Diese gehören vermutlich einer dritten Antiklinale an, deren Verlängerung im Schichtstreichen von N 60—65° E über die Entlen nach Rossfuhren geht, wo Kaufmann ebenfalls antiklinale Schichtenstellung vermerkt (Lit. 5, S. 379); nach SW würde sie an den Ausgang des Waldemmetals führen.

In gleicher Richtung wie Beichlen und Farneren ziehen die von NWmauerartig aufsteigenden Ketten der Schrattenfluh (2093 m), Schafmatt (1962 m) und des Schimbergs (1821 m), die teils aus kretazischen Kalkbänken, teils aus eocänem Quarzsandstein und flyschartigen Gesteinsschichten aufgebaut sind; hinter diesen Bergzügen setzen sich die Rücken und Bergmassen von Nünalpstock-Hagleren (1952 m), des Feuersteins (2043 m) und Schlierengrats (1751 m) aus dem bekannten Schlierenflysch zusammen, während in den zwischenliegenden Depressionen der Wildflysch zutage tritt (vgl. Lit. 5, 17 und 19). Zwischen Schafmatt und Feuerstein hat die Grossen Entlen ihre Quellen; ihr Oberlauf ist eine Art Längstal, das östlich des Schimbergs jäh umbiegt und zum Quertal wird.

Eine im Landschaftsbild des Untersuchungsgebiets auffallende Erscheinung sind die in den grössern Tälern auftretenden höhern und tiefern *Terrassen*, die von verschiedenartiger Gestaltung auch im Aufbau sehr voneinander abweichen. Hochgelegene Terrassen erscheinen am Nordwestfuss des Beichlenkamms, 120—170 m über dem heutigen Talboden. Ähnlich hoch liegt auch eine breite Terrasse vor dem Nordwesthang der Farneren, die Schwendi-Hasle-hohlwald-Terrasse. Wesentlich tiefer sind Talterrassen, die sich aus der Gegend von Escholzmatt anfänglich auf der linken, dann bei Schüpfheim ebenfalls auf der rechten Talseite verfolgen lassen. Eine in der Landschaft besonders hervortretende, 100—120 m hohe Terrasse dehnt sich von Entlebuch an auf der rechten Seite des Tals bis in die Nähe von Wolhusen aus; sie trägt u. a. die Weiler Wilzigen, Ebnet und Obermoos.

Den an der Südseite des Napfberglandes eingegrabenen Seiten-tälern, z. B. den Tälchen des Schwand- und des Bockerenbaches ist eigen, dass ihre Flüsschen in einer schmalen Rinne fliessen, die in eine weiter geöffnete Talform eingelassen ist.

B. Ueberblick über die bisherigen Untersuchungen

Probleme

Eine monographische Darstellung über die Talbildung und die Glazialablagerungen bzw. Vergletscherungsverhältnisse in unserm Untersuchungsgebiet gibt es bis jetzt nicht; dagegen fehlt es in der Literatur nicht an verschiedentlichen Angaben über einzelne Erscheinungen, insbesondere über quartäre Ablagerungen.

Schon 1860 erwähnt F. J. Kaufmann in seinen „Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse“ ‚ungeheure‘ quartäre Schuttablagerungen im vordern Entlengebiet, wo er sie bis auf die Alpeliegg (1267 m) hinauf verfolgte (Lit. 3, S. 44).

1872 vermerkt derselbe Diluvium auf der Bramegg und im Haupttal bis nördlich über Wolhusen hinaus, ostwärts anschliessend im untern Flussgebiet der Kleinen Emme Reusserratikum (Lit. 5, S. 381 ff.).

Seine geologische Beschreibung der Emmen- und Schlierengegenden vom Jahre 1886 enthält zahlreiche Hinweise auf Lokalgletschermoränen in den Tallandschaften oberhalb Entlebuch und auf den entsprechenden, von ihm kartierten Teilen des Blattes XIII der „Geologischen Karte der Schweiz in 1:100,000“ sind mehrfach Wallmoränen eingetragen, allerdings ohne dass diese bestimmten Gletschern zugewiesen wären.

Ed. Brückner weist auf Schwierigkeiten hin, die sich für die Feststellung der diluvialen Vergletscherung der Emmenalpen und -täler bieten; so vermag er u. a. die Ausdehnung des Würmgletschers des Waldemmetals nicht bestimmt anzugeben (Lit. 12, S. 546 f.).

In der schönen Abhandlung „Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss“ macht O. Frey kurz Angaben über Schotterbildungen, einmal im Bereich der Terrasse rechts über dem Flusstal der Emme talab Entlebuch, die an einer Rissmoräne bei Grossstein südöstlich Wolhusen absetzen; er vermerkt in diesen fluvioglaziale Absätze der „Entlibuchgletscher“ der letzten Eiszeit; ferner findet dieser Forscher beidseitig des Wiggernbaches, unmittelbar bei Wolhusen, würmzeitliche Schotterabsätze der Kleinen Emme (Lit. 10, S. 423 ff.).

Etwas eingehender befasst sich 1910 F. Antenen in den „Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern“ mit den Glazialbildungen des Entlebuchs. Er glaubt, nachweisen zu können, dass zur Riss-Eiszeit der Grossemmen-gletscher, genährt durch Aareeis, ins Entlebuch eindrang und verstärkt durch die Eismassen des Waldemme- und Entlentals bis Grossstein bei Wolhusen vorstiess, um dort zwei Endmoränen aufzuwerfen; die von O. Frey erstmals erwähnten Schotter neben dem Flusstaleinschnitt unterhalb Entlebuch spricht er als Rückzugsschotter dieses Gletscherstroms an. Stirnmoränen späterer Stillstandsphasen desselben beschreibt der Autor aus dem Gebiet zwischen Schüpfheim und Escholzmatt, gleichzeitige Moränenwälle des

Waldemmen- und Entlengletschers an den Talausgängen bei Entlebuch und Schüpfheim. Würmeiszeitliche Moränenbildung im Haupttal des Entlebuchs scheint Antenen nicht beobachtet zu haben (Lit. 13, S. 77—89).

Ausgehend von rein theoretischen Erwägungen nimmt auch R. Frei an, dass zur Riss-Eiszeit die Eisflut des Aaregletschers bei der grössten Ausdehnung des Rhonegletschers teilweise ihren Weg nach Nordosten ins Entlebuch bis Wolhusen nahm (Lit. 16, S. 52); er bringt dies auf seiner „Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen“ zur Darstellung. Auf dieser letztern sehen wir dann die damalige Rhonegletschergrenze von Trubschachen im N um den Napf herum bis an die Wasserscheide zwischen dem Kleinfontannental und den Tälern der Buch- und Enziwigger eingezeichnet.

Auf dem 1913 in Neubearbeitung herausgekommenen, unser Gebiet nordwärts Entlebuch umfassenden Blatt VIII der „Geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000“ ist das Diluvium bis Wolhusen durchweg mit der Signatur für Bildungen der Rissvergletscherung angegeben. Die Moränenwälle bei Großstein figurieren nicht auf der Karte.

In Alb. Heims „Geologie der Schweiz“ (Lit. 20) finden wir auf einer Übersichtskarte des Diluviums der nördlichen Schweiz in der Längstalung des Entlebuchs überhaupt keine Wallmoränen eingetragen, desgleichen im Entlengebiet.

Im Laufe des Winters 1921 ist die „Geologie der Schafmatt-Schimbergkette“ von H. Mollet (Lit. 19) im Buchhandel herausgekommen, in welcher der Verfasser u. a. auch das Quartär des Talgebiets der Grossen und Kleinen Entlen, sowie der Umgegend von Haslehohwald und des Dorfes Entlebuch berücksichtigt. Der Autor gelangt zur Unterscheidung von Glazialbildungen des Aaregletschers, eines Emme- und des Entlengletschers, die teils der letzten, teils der vorletzten Vergletscherung zugeschrieben werden. Auf Einzelheiten der Darstellung Mollets werden wir später eingreifen.

Im Jahre 1922 hat Prof. Nussbaum, meine ausführlichere Darstellung ankündigend, zusammenfassend über Jungmoränen im Entlebuch berichtet (Lit. 21, S. 106 ff.).

Das Problem der Talbildung in meinem Gebiet berührt als erster in seiner oben angeführten Abhandlung O. Frey (S. 402 f, 441, 447). Er schliesst nach der Reliefgestaltung, dass die Entwässerung des Entlebuchs ursprünglich bei Wolhusen nach N ins

heutige Wiggertal unterhalb Willisau erfolgte, eine Auffassung, die in der Folgezeit auch F. Nussbaum (Lit. 15, S. 16), O. Flückiger (Lit. 18, S. 77) und Alb. Heim (Lit. 20, S. 347) teilen.

Auf zahlreiche Talterrassen im Entlebuch, Reste alter Talböden, macht speziell F. Antenen aufmerksam, ohne uns indes über ihre Strukturverhältnisse zu unterrichten; teilweise ist die zeitliche Stellung der bestimmten ehemaligen Talsohlen ungewiss (Lit. 13, S. 79 ff.).

Nach dem Gesagten ergibt sich schon, dass die bisherigen Untersuchungen nicht nur unvollständig, sondern auch die Ergebnisse, zu denen die verschiedenen Forscher gelangten, öfter unsicher sind, bzw. sich gegenseitig widersprechen.

Unvollständig unterrichtet sind wir über Verlauf, Beschaffenheit und Alter der vorhandenen Talbodenreste; wohin geht die Fortsetzung der ehemaligen höhern Talböden des Entlebuchs beim Talknie von Wolhusen? Hinsichtlich der gegenwärtigen Talsohlenverhältnisse besitzen wir sozusagen keine Angaben. — Die Diluvialbildungen sind nur teilweise behandelt: So wurden die Moränenwälle der Terrasse von Schwendi-Haslehohwald bei den neuern geologischen Aufnahmen nur im nördlichen Teil dieses Gebietes berücksichtigt; vom Quartär der Bramegg und der linken Talflanken vermissen wir eine nähere Beschreibung.

Widersprechend sind die Forschungsergebnisse der Autoren z. B., was die Entstehung des Talabschnitts Wolhusen-Schachen anbetrifft, ebenso hinsichtlich der Unterscheidung und Bestimmung der Gletscherzugehörigkeit oder des Alters von Moränenwällen und Schotterbildungen.

Die vorliegende Arbeit, in der die Ergebnisse eingehender Untersuchungen eines kleineren Gebietes niedergelegt sind, soll einen Beitrag zur Lösung der genannten Fragen und Probleme bringen. Es handelt sich demnach *a)* um die erklärende Beschreibung der Tal- und Bergformen des Untersuchungsgebietes; *b)* um die eingehende Darstellung der quartären Ablagerungen, deren chronologische Einordnung und die Betrachtung der eiszeitlichen Vergletscherungsverhältnisse.

Zweiter Teil

Regionale Beschreibung

Das Untersuchungsgebiet lässt sich nach seiner Lage und Beschaffenheit in die folgenden Einzelabschnitte gliedern, die in der anschliessenden Beschreibung in gleicher Reihenfolge angeführt werden:

- A. Das Haupttal,
- B. Die Abschnitte rechts vom Haupttal,
- C. Die Gebiete links vom Haupttal.

A. Das Haupttal

Allgemeines

Die Untersuchung der Täler erstreckt sich auf die Gefällsverhältnisse, den Grundriss, die Beschaffenheit der Talsohle und des Flussbettes, sowie auf Terrassen, die über der Talsohle auftreten.

Wir unterscheiden hierbei im engern Untersuchungsgebiet die drei folgenden Talstrecken:

1. Einen obern Talabschnitt, von der Vereinigung der Waldemme mit der Weissemme bis zur Mündung der Entlen bei Entlebuch,
2. einen mittleren Talabschnitt von Entlebuch bis Wolhusen,
3. einen untern Talabschnitt von Wolhusen bis Schachen.

I. Talsohle und Flussbett

1. Die Gefällsverhältnisse

Das Längsprofil der Kleinen Emme weist, wie sich aus der folgenden Tabelle ergibt, die Form einer im allgemeinen nach unten sich verflachenden Kurve auf, die allerdings an einigen Stellen auffällige Knicke besitzt; dies ist wiederholt dort der Fall, wo der Fluss eine Schichtenzone mit mächtig entwickelter Nagelfluh durchquert, so talab Krutacker im untern Waldemmequertal und unterhalb Entlebuch, ferner auch, wo er bei Hirsegg schachen zwischen Schrattenfluhs und Hagleren eine ausgesprochene, von Di-

luvium bedeckte Talstufe durchschneidet. Die nachstehend aufgezeichneten Gefällsbeträge des Tales sind in dessen tiefster Linie, die im Emmelauf gegeben ist, nach der topographischen Karte berechnet.

Gefällsbeträge des Tales der Kleinen Emme (bzw. Waldemme)

Talabschnitt und km-Distanz	Tal (Fluss)-gefälle in %
Quelle bis Arnischwand, 1890—1290 m, 2,57 km	r. 233,5 (z. T. 545)
Arnischwand bis Sörenberg, 1290—1090 m, 5,5 km	36
Sörenberg bis Hirseggbrügg, 1090—970 m (Hirseggstufe), 2,5 km	46,5 (z. T. 71)
Hirseggbrügg bis Flühli, 970—880 m, 3,42 km	23
Flühli bis Krutacker, 880—830 m, 3,00 km	16,5
Krutacker bis Klusboden, 830—757 m (Lammschlucht), 1,7 km	43
Klusboden bis Badschachen (Ausgang Waldemmetal) 757 bis 740 m, 1,28 km	13
Badschachen bis Entlebuch, 740—667 m, 8,85 km	8
Entlebuch bis Mündung der Fontannen, 667—596 m, 4,5 km	15
Mündung der Fontannen bis Wolhusen, 596—570 m, 2,5 km	9
Wolhusen bis Schachen, 570—510 m, 8,0 km	7,5
Schachen bis Emmenbrücke (Reuss), 510—434 m, 12,25 km . .	6

Die starke Abnahme des Gefälles zwischen Badschachen-Entlebuch entspricht dem Verlauf weicherer Gesteine, die das Haupttal auf längerer Strecke durchmisst. Das Längstal setzt sich oberhalb Badschachen mit grösserem Gefälle (20,5 %) gegen SW fort; die hier strömende Weissemme erscheint als Seitenfluss der Waldemme. Sie mündet wie auch die übrigen grössern Nebengewässer, Entlen und Fontannen, vollkommen gleichsohlig in den Hauptfluss.

2. Die Grundrissverhältnisse

Ein Blick auf die Karte belehrt uns, dass der Talweg neben eigentümlichen Verbiegungen und Richtungsänderungen häufig Verengungen aufweist, während dazwischenliegende Talstrecken sich durch bemerkenswerte Breite auszeichnen.

Diese Unterschiede dürften in erster Linie auf dem geologischen Aufbau, insbesondere dem Wechsel von härteren und weicheren Schichten beruhen.

Ganz auffällig tritt diese Erscheinung oberhalb Schüpfheim hervor, wo das Tal der Waldemme die Nagelfluhzone des Beichlen-

Farnerenzuges durchquert; in einem schluchtartigen Engtals trömt dort der Fluss dahin, um bei Klusstalden, wo die mächtige Nagelfluhzone endet, in die durch eine Mergelzone bedingte Talweitung von Klusboden einzutreten, die talabwärts durch einige Felsbuckel abgeschlossen wird. Nun erst beginnt die grössere Weitung des Haupttales, in der sich das Dorf Schüpfheim befindet und die in der Zone leicht verwitternder, steilgestellter Sandstein- und Mergelschichten der gefalteten aquitanischen Molasse liegt, die, wie wir bereits wissen, in ihrem Streichen von der Talrichtung abweicht. In der Nähe des Ausgangs des Waldemmequertals misst man eine grösste Sohlenbreite von annähernd 0,7 km, weiter bis gegen Entlebuch immerhin vielfach 200—300 m.

Zwischen Entlebuch und Wolhusen ist das Emmetal im tiefen, eigentlichen Flusstal als Quertalweg verhältnismässig eng, weil wiederum in Molasse mit mächtigen Nagelfluhbänken eingelassen. Das mehr oder weniger kastenförmig ausgebildete, bis 100 m tiefe Engtal mit steilen Seitenhängen, deren Fuss von der von einer Talseite zur andern pendelnden Emme oft unmittelbar bespült wird, verengt sich in der Sohle örtlich auf nur 40—80 m. Derartigen, stets im Bereich härterer Nagelfluh liegenden Engstellen begegnen wir einmal längs der Flussschleife nächst talab Entlebuch, dann vor der Ausmündung des Tobels von Rengg, bei dem nordwärts auf den Mühlebach folgenden Salzlochgraben, ferner unterhalb der Fontannenmündung und bei der Emmenbrücke von Mäderslehn vor der Mündung des Bachs aus dem Krachengraben. Im allgemeinen beträgt die Talbreite durchschnittlich 100—200 m, maximal 300 bis 400 m.

Im verbleibenden unteren Talstück weitet sich nach letzten Verengungen bei Werthenstein und beim Gehöft von Dietenei die Talsohle im Quertaleinschnitt, wie am linksseitigen Gehänge die Nagelfluhbänke nach Osten auskeilen, stetig, sodass sie bei Schachen 0,7 km Durchmesser aufweist; weiterhin nimmt sie im Streichen weicher Molasseschichten an Breite noch mehr zu.

3. Die Beschaffenheit von Flussbett und Talsohle.

Von Interesse ist die Tatsache, dass das Flussbett, wenigstens in der Sohle, an zahlreichen Stellen aus anstehender Molasse besteht, was wohl nichts anderes bedeutet, als dass der Fluss hier noch in der *Tiefenerosion* begriffen ist. Entsprechende

Stellen finden sich nicht nur in den Engtalstrecken, sondern auch im breiten Talboden, wo nicht selten ein etwas stärkeres Gefälle beobachtet werden kann. Diese Erscheinungen lassen sich konstatieren am Ausgang des Waldemmetals oberhalb Schüpfheim, sodann östlich und nordöstlich Doppleschwand, wo Nagelfluhbänke wiederholt Schnellen bilden, die von prächtigen Erosionskolken gegliedert werden; auch bei Wohlhusen und bei Werthenstein tritt öfters Molassefels im Flusslauf zutage. Auf den übrigen Flussstrecken des engen Untersuchungsgebiets verläuft das Emmebett in *Geröllmassen*, die im folgenden beschrieben sind:

Die Grösse der Gerölle ist sehr schwankend; von faust- und kopfgrossen Rollsteinen bis zu kubikmetergrossen Blöcken kommen alle möglichen Dimensionen vor. Unter den grossen Blöcken sind nicht wenige erratisch. Sehen wir zunächst von diesen ab.

In den meisten Flussstrecken der Emme sind die Gerölle in der Form durchschnittlich gut gerundet bis abgeplattet oder zum mindesten stark kantenbestossen, typische Flussgerölle. Während auf der Laufstrecke Schüpfheim (Klusen)-Entlenmündung für gewöhnlich ihr Maximaldurchmesser 30—40 cm nicht übersteigt, findet man nach dieser in grosser Zahl von 50—70 (100) cm; es sei beigefügt, dass in der Entlen vor ihrer Ausmündung solche bis zu 2 m Durchmesser angetroffen wurden (vergl. Abbildung 1). Von den Fontannen bis Werthenstein messen die Emmegerölle wiederum nicht über 30—40 (50) cm. Zwischen Werthenstein und Schachen halten die grössten 20—30 cm; dieselbe maximale Geschiebegrösse beobachtet man auch in Littau, kurz vor der Einmündung der Emme in die Reuss.

Dem Material und der Herkunft nach sind unter diesen Flussgerölle vorherrschend quarzreiche Tertiärsandsteine der Einzugsgebiete, sowie teils alpine, teils ohne Zweifel aus der Molassenagel- und Nagelfluh herstammende Kalke vertreten. Dazu kommen untergeordnet: Quarzgerölle, verschiedenartige kristalline Rollsteine der bunten Nagelfluh; verhältnismässig spärlich sind die weniger harten Molassesandsteingeschiebe und Mergelbrocken.

In den Talstrecken unterhalb Entlebuch kommen an mehreren Stellen Blöcke vor, die nach Grösse, Gestalt und Gesteinsart Erratika sein müssen; talauswärts der Einmündung des Mühlebachs sind es nämlich zu einem guten Teil zentralmassivische Granite oder Gneise. Im nachfolgenden Verzeichnis habe ich die wichtigeren dieser Blockvorkommnisse zusammengestellt.

Verzeichnis erratischer Blöcke

a) Im Talstück Entlebuch-Wolhusen

- In 650 m: Kristallines Gestein, 0,9 m,¹
„ 635 m: Habkerngranit, 1,6 m,
„ 635 m: Blauer Kalk, 3,0 m,
„ 600 m: Blauer Kalk, 3,1 m,
„ 595 m: Aarmassivischer Granit, vergesellschaftet mit Habkern-
graniten und Kalken, 3,5 m.



Fig. 1. Flussbett der Entlen bei Entlebuch.

b) Unterhalb Wolhusen

- In 550 m: Aarmassivischer Granit, vergesellschaftet mit Habkern-
graniten und Kalken, 1,8 m,
„ 550 m: Aarmassivischer Granit, vergesellschaftet mit Habkern-
graniten und Kalken, westlich unterhalb Kloster
Werthenstein, teilweise gesprengt, 6,0 m.

Neben dem Flusslauf dehnen sich an vielen Stellen des breiten Tales, bald zu beiden oder nur auf der einen Seite entwickelte, fast ebene Talsohlenfelder und -streifen aus, die an den seitlichen Hängen meistens unter deutlichem Winkel anstoßen. Bei gewöhnlichem Wasserstand liegen sie durchschnittlich nur etwa 1—3 m

¹ Bei den Blöcken ist ihre Länge angegeben.

über dem Spiegel der Emme, gelegentlich bis 4 m. Aus lockerm, frischem Flusschotter aufgebaut, stellen diese gleichförmigen Sohlenflächen alluviale Aufschüttungsböden der Flüsse dar.

Hier und dort werden die ebenen Talsohlenflächen durch Bachschuttkegel unterbrochen, die sich von den Mündungen der seitlichen Gräben fächerförmig ausbreiten. Sie sind überwachsen, verraten sich jedoch deutlich durch ihre Form; sie dürften sich vorzüglich aus verschwemmter Moräne, die in bedeutenden Mengen in den Gräben oberhalb vorhanden ist, aufbauen. Mächtige derartige Schuttkegel finden sich bei Schüpfheim, oberhalb Hasle und Wolhusen, unterhalb Werthenstein.

II. Die Terrassen

1. Terrassen der oberen Strecke des Flusstales

Charakteristisch für diesen Talabschnitt ist das Vorhandensein zahlreicher Terrassen von verschiedener Höhe und Ausdehnung, die beidseitig des Flusses angeordnet, diesen an einigen Stellen stark einengen. Nach der Höhenlage lassen sich drei Terrassensysteme deutlich auseinanderhalten, nämlich von 4—5 m, von 15 bis 20 m und von 30 und mehr Meter Höhe.

In die Beschaffenheit der vorliegenden Terrassen erhalten wir, soweit sie nicht von Bachgräben durchschnitten sind, meist nur am Stufenabfall bessern Einblick. An diesem ist fast stets anstehende Molasse nachzuweisen, bei manchen bis an die Kante, bei andern wenigstens im Sockel, dem quartären Schuttablagerungen aufliegen.

Die 4—5 m hohen Terrassen

Diese besitzen gewöhnlich eine fast wagrechte, ebene Fläche und stellen sich als die jüngsten Bildungen dar. Auf dem rechten Ufer treten sie nächst dem Austritt der Waldemme aus dem Quertal oberhalb Schüpfheim bei Badschachen in 745 m, bei Brückhof in 735 m auf; unterhalb der genannten Ortschaft begegnen wir einer entsprechenden Terrasse bei Gross Wissenbach (705 bis 710 m), Strassgaden und Zinggen (700—710 m), Unter Bodnig (695 m), an der Biberenbachmündung (690 m), beim Brückgütli nordwestlich Hasle (685—690 m).

Auf der linken Talseite tritt sie in 740—745 m bei Knubel-Unternähren auf, sodann westlich Schüpfheim in 725 m neben dem Bachtalengraben, bei Bachmatt am Obstaldengraben in 720 m, in

der Gegend von Siggenhusen-Stegmatt in 710 m, bei Zinggenbrücke in 700 m und nördlich Hasle an der Bachmündung unterhalb Hinter Obflüh in 675 m.

In diesen Terrassen lässt sich vielerorts ein 3—4 (5) m hoher Molassesockel feststellen, der zum Teil von Kies überdeckt ist, während dagegen Moränenbildungen auf den Terrassenflächen wie in tieferem Niveau nirgends beobachtet wurden; die Molasseschichten fallen meistens sehr steil ein, werden also von der Oberfläche geschnitten. Wir haben niedrige Erosionsterrassen vor uns, die offenbar Teile eines nach der letzten Vergletscherung unseres Talabschnitts ausgearbeiteten Talbodens sind, in den sich der Fluss neuerdings um einige Meter eingeschnitten hat.

Mittlere, 15—20 m hohe Terrassen

Sie sind den eben besprochenen unmittelbar benachbart, zeigen jedoch häufig eine unebene oder stark abgeschrägte Oberfläche.

Auf der linken Talseite ist eine gegen 20 m hohe Terrasse ziemlich gut ausgebildet in 730 m bei Kreigaden-Siggenhusen; hangwärts befindet sich über einer kleinen Stufe die Terrassenfläche bei den Gehöften von Siggenhusen selbst in 740 m; eine ähnliche Gestaltung zeigt die nächste Terrasse von Schwand-Tellen in 720 m, der talabwärts die Terrassen von Höchhaus und Ennetemmen folgen. Bei Hinter Obflüh erreicht eine Terrasse in 710 m ebenfalls eine Stufenhöhe von 20 m.

Rechtsseitig der Emme lassen sich der Buckel des Kappenknubels Punkt 755 und die Höhe von St. Wolfgang Punkt 746 südlich Schüpfheim den 20 m-Terrassen zuordnen. Nach längerer Unterbrechung stossen wir sodann bei Bodnig in 715 m auf eine 15 m-Terrasse; ihr entspricht nördlich Hasle das „Feld“ und talab die Terrasse von Ober Zwischen Wassern in 695 m, die eine Stufenhöhe von 20—25 m erreicht und sich spornförmig zwischen Emme und Entlen bis westlich Entlebuch fortsetzt.

Am Ausgang des Entlentales bemerkt man die zwar nur schmale, aber gut entwickelte Terrasse von Farbsäge (715 m); sie senkt sich zu der Terrasse von Rütimatt (685—700 m); dieser gegenüber erhebt sich noch die 15 m-Terrasse von Halden-Gügerenti.

Über den Aufbau der genannten Terrassen seien folgende Beobachtungen angeführt:

Beim Kappenknubel sind steilgestellte, weiche Molasseschichten bis 10 oder 15 m über den Emmespiegel angerissen; im Hangenden

ist Diluvialschutt von geringer Mächtigkeit abgelagert. An den Terrassenstufen bei Schwand, sowie bei Bodnig und Höchhaus liegt der Felsrand 10 m über dem Flussniveau; bei Feld, Ennetemmen, Hinter Obflüh und Ober Zwischenwassern im allgemeinen 15 bis 17 m. Im Talabschnitt Schwand-Feld, in der Zone des Luzerner-Sandsteins, befinden sich die Felssockel in 30—70° NNW fallenden, gleichartigen Gesteinsschichten, die N 60—70° E streichend, schief zu den Terrassenrändern verlaufen; weiterhin in den Nagelfluh- und Mergel-Sandsteinbänken der Helvétienmolasse, sind sie immer noch in 20—30° geböschten Schichten; es liegen also typische Erosionsterrassen vor.

Guten Einblick erhält man in die Akkumulationslagen der Terrassen unterhalb Hasle. Bei der von Feld sind am Terrassenbord, in der Nähe von Punkt 713, etwa 17 m über dem Flusslauf, frische, lockere Schotter mit in der Regel ziemlich gerundeten, im Maximum 20—30 cm Durchmesser haltenden Geschieben freigelegt. Ihre Dachziegellagerung gibt die südnördliche Strömungsrichtung des Gewässers, aus dem sie abgesetzt wurden, an. An zwei oder drei Stücken bemerkte ich etwas verwaschene Gletscherkritzen. Das Material setzt sich hauptsächlich aus voralpinen Kalken, eozänen Quarz- und harten Flyschsandsteinen zusammen; an kristallinen Komponenten fand ich dagegen bloss Nagelfluhrollsteine. Es handelt sich um Fluvioglazial, das von Bachschutt überlagert ist. Eine kurze Strecke nordwärts der geschilderten Anrisse traf ich über den Molassemergeln des Anstehenden im Liegenden der Schotterbildungen eine dünne Lage lehmiger Moräne mit gekritzten Geschieben. — Bei Zwischen Wassern treffen wir die Quartäraufschlüsse am Abhang gegen die Entlen, nördlich der Häuser. An längeren Kahlrissen tritt dort fest kalzitisch verkittete Nagelfluh mit bis metergrossen Blöcken zutage.

Es erübrigt einiger Bemerkungen hinsichtlich der Terrassen längs der Entlen südlich Entlebuch. Dieselben besitzen durchweg 10—15 m hohe Molassesockel, auf denen grobblockige Schottermassen aufgeschüttet sind. Bei der obersten von Farbsäge sehen wir die 30—40° NNW fallenden, quer zur Terrassenrichtung streichenden Sandsteinbänke der Luzernermolasse an der sonst talauswärts sich senkenden Felskante des Sockels wie mit einem Messer abgeschnitten.

Ebenso ist bei Halden-Gügerenti die teils in Luzernersandstein teils in Helvétien-nagelfluh eingelassene Felsterrasse als

Erosionsfläche zu bestimmen, die von Schottern überlagert wird. Die letztern sind am Abhang bei Halden gut aufgeschlossen, ähnliche Blockschotter, wie wir sie bei Zwischen Wassern vorgefunden haben. Sie bilden mit bis zu 3 m Durchmesser aufweisenden Blöcken einen wallförmigen randlichen Kamm, den man vielleicht auf den ersten Blick als Moränenwall ansehen möchte.¹ Er stellt ein Erosionsrelikt der ehedem mächtigeren Schotter dar.

Die oben festgestellten Erosionsterrassen sind ohne Zweifel wieder Reste eines früheren Talbodens. Die Auflagerung der Felssockel mit Glazialschutt beweist, dass dieser Talboden vor der letzten Eiszeit existiert hat, und zwar in wenigstens 10—17 m Höhe. In der um einiges höheren Terrassenfläche bei Kreigaden-Siggenhusen, unter Umständen in ebensolchen der innern Terrassen-teile bei Schwand-Tellen und Höchhaus, sind vielleicht Stücke eines gleich zu besprechenden älteren, 30—50 m hohen Talniveaus zu sehen; so liessen sich die Höhenunterschiede gut erklären. Wahrscheinlich haben die Terrassen stellenweise auch glaziale Abtragung erfahren, namentlich in der Umgebung von Schüpfheim und bis Bodnig, wo die fluvioglazialen Terrassenschotter des Haupttals einsetzen.

Die 30—50 m - Terrassen

Es sind dies nicht die am höchsten über dem Talgrund gelegenen Terrassen, sie werden vielmehr noch von solchen in grösserer Höhe überragt; letztere sollen indes später bei der Erörterung der grösseren Seitenabschnitte des Haupttals besprochen werden.

Von diesen Terrassen ist die erste die ungewöhnlich lange und breite von Ackergutwald-Eggli, die sich links der Vereinigung von Weiss- und Waldemme zu beiden Seiten des hier einmündenden Blapbachs ausdehnt. Ihre Oberfläche erscheint in der Talrichtung streckenweise stark wellig - rippig ausgebildet. Die Terrasse baut sich hauptsächlich aus den steil zu 60—80° aufgerichteten WSW—ENE streichenden Sandstein-, Mergelsandstein- und Mergelschichten der aquitanischen Molasse auf. Da nach Profilen in den sie querenden Bachgräben gegen ihren Rand hin keineswegs etwa widerstandsfähigere Schichtenkomplexe anzustehen scheinen, dürfte die Entstehung dieser Felsterrasse auf Erosionsvorgänge zurückzuführen sein. Nicht durchweg bildet jedoch das Anstehende direkt

¹ So irrtümlich von F. Antenen als Moränenwallstück gedeutet.

die Terrassenoberfläche; gelegentlich finden wir Grundmoräne ausgebreitet, beispielsweise in den innersten Partien neben dem Blapbachgraben, die dort Geschiebe aus Voralpenkalken, Eozänsandstein und Molassematerial enthält. Öfter stösst man im Terrassenbereich, namentlich in den Gräben, auf erratische Blöcke, unter denen auch exotische Granite vorkommen, ferner vereinzelte andere, nach meiner Ansicht aus dem Wildflysch herzuleitende kristalline Erratika. Die ganze Terrasse ist talaufwärts im Tal der Weissemme mit zunehmender Höhe bis Feldmoos zu verfolgen und kann demnach als alter Talboden des Weissemeflüsschens gelten.

Im Haupttal ordnen sich in das Niveau dieses Talbodens verschiedene Felshügel ein: Die drei steil gegen N abfallenden Molassebuckel am Ausgang des Waldemmequertales, der sogenannte Klosterbühl nördlich von Schüpfheim und der Bühl von Hasle.

Die an erster Stelle genannten Felsbuckel bestehen aus steil gegen SO einfallenden Sandstein- und Mergelbänken, deren Köpfe den nördlichen Steilabfall erzeugen. Es sind Überreste eines vom Fluss zerschnittenen, etwa 40—50 m hohen ehemaligen Talbodens, die in der Eiszeit jedenfalls noch etwelche Abschleifung durch die Gletscher erfahren haben.

Der 1,6 km lange, gegen NO gerichtete Klosterbühl, der sich in Punkt 759 ungefähr 50 m über den Talgrund erhebt, ist von der östlichen Talflanke durch ein muldenförmiges Tälchen getrennt, das im Verhältnis zu seiner Weitung im kleinen Wissenbach ein merkwürdig geringes Wässerlein besitzt. Im Querschnitt erscheint der oberste Rücken mehr oder weniger flach; nach W bricht die Rückenfläche über der Talsohle an 25—30 m hohen, steilen Borden um 735—740 m unvermittelt ab; ein ausgeprägter Abfall, der aber im Kartenbild nicht zum Ausdruck kommt, ist auch auf der Seite des Wissenbachtälchens vorhanden. Der Klosterbühl ist ein Felsrücken, wie man sich in kleinen Runsen an seinem Westabfall leicht überzeugt. Es sind in diesen sehr steile, schief zum Rücken streichende Sandstein- und Mergelschichten entblösst. In den südlichen Abschnitten der Erhebung ist indes in den höchsten Rückenpartien schätzungsweise zirka 5—10 m mächtiger Gletscherschutt angehäuft. Bei Grabungen gelangt man teils in „Grien“; beim Kloster, wo sich eine auffallende Terrainwelle quer über den Rücken zieht, sei Lehm mit harten Sandsteinblöcken zum Vorschein gekommen (freundliche Mitteilung von alt Friedensrichter Ziehlmann, Klosterbühl). Denkt man sich nun die Diluvialschuttmassen entfernt, so

ergibt sich eine bis 300 m breite Felsfläche, die talauswärts schwach geneigt ist und sich 30—40 m über den Fluss erhebt. Angelegt in steilgestellten Gesteinsschichten, ist sie als Erosionsfläche aufzufassen.

Der Bühl bei Hasle hat geringere Ausmasse als der Klosterbühl. Er stellt eine langgestreckte, schmale, oben teilweise ebenfalls etwas verflachte Erhebung dar. Während die Emme an seiner Westseite in einem engen Taleinschnitte fliesst, besteht zwischen der Anhöhe und der östlichen Gehängeflanke des Tales ein breiterer Durchgang, der in der Umgebung des Dorfes 30—40 m über dem Flussbett liegt. Die neue geologische Spezialkarte (Lit. 31) gibt im nördlichen Teil des Rückens bis in zirka 720 m Molasse an. Dieselbe ist wieder an seinem Südende, bei den Häusern von Bühl, nachzuweisen, und zwar im nämlichen Niveau. Ueber diesem sind bloss einzelne erratische Blöcke zu beobachten, wie unter den Lesesteinen der Äcker hauptsächlich alpines Material; die geologische Karte verzeichnet Moräne. Um 720 m steht nun auch im Bereich des Dorfes allgemein Fels an, wobei das Gelände in den aufgerichteten Luzernerschichten grossenteils plateauartig verebnet ist.

Deuten wir die eben betrachteten Geländeformen als Reste eines alten Talbodens, so fällt uns auf, dass dieser vom Ausgang des Waldemmequertals starke Abtragung erfahren hat. Es liegt nahe, diese Erscheinung nicht nur den normalen Abtragungskräften, sondern daneben auch den Wirkungen der Glazialerosion zuzuschreiben. Auf jeden Fall zeigen die in Rede stehenden Talbodenstücke eine stärkere Umformung als dies bei den andern beiden Terrassensystemen der Fall ist. Sie müssen bedeutend älter sein als jene. Da die Hauptdurchtalung im schweizerischen Molassegebiet in der Mindel-Riss-Interglazialzeit stattgefunden haben muss (Lit. 10, S. 59), so dürften die 30—50 m hohen Erosionsflächen Reste des Mindeltalbodens darstellen.

2. *Terrassen der mittleren Strecke des Flusstals*

Im Talstück zwischen Entlebuch und Wolhusen sind in dem engen Flusstal an einigen Stellen 10—15 m hohe Terrassen eingeschaltet; sie sind aber ganz schmal und verschwinden beinahe neben der mächtigen, bis über 100 m hohen Terrassenlandschaft, die sich auf der rechten Talseite in auffälliger Breite hinzieht und die wegen ihrer Ausdehnung und komplizierten Struktur in einem

besondern Abschnitt besprochen wird. Vorerst betrachten wir die niedrigeren Terrassen.

Eine erste, 15 m hohe, im Plan dreieckige Terrasse befindet sich neben der Dorfbachmündung bei Entlebuch; auf ihr liegt in 687 m die Bahnstation. Sie besitzt einen Molassesockel von 7 bis 10 m Höhe, der bei Aufschlüssen am südlichen Bord von etwa 5 m Schotter überlagert ist.

Weiterhin sieht man kleinere Terrassenvorsprünge an der Flussbiegung in der Gegend von Wilzigen (gegenüber dem Tunneleingang der Bahn), an der Mündung des Bachs bei Schützenmatt (Doppleschwand) und des Mühlebachs (Ebnet); wieder zeigt sich ein 5—10 m aufragender Gesteinssockel, bei den letztern von Bachschutt überdeckt. Ähnlich ist eine Terrasse an der Ausmündung des Tobels aus dem Feldwald bei Strelhüsli beschaffen.

Zwei gutausgebildete, vorwiegend aus Molasse bestehende Terrassen, die eine von 10 m, die andere von 20 m Höhe, sind am Ausgang der Fontannentäler festzustellen; auf der obern steht das Gehöft Burgmatt (620 m).

Ebenso dehnt sich wenig talabwärts auf der rechten Seite der Emme eine 8—10 m hohe Terrasse bei Unter Kappelboden (600 m) aus, über der eine 20 m hohe Terrasse, Ober Kappelboden, auftritt.

3. Terrassen des untern Talabschnitts

Im Talabschnitt zwischen Wolhusen und Schachen bemerken wir an beiden Seiten Terrassen in verschiedener Höhenlage und von verschiedenartiger Gestaltung. Teils sind es deutliche Erosionsterrassen, Reste älterer Talböden, teils Felsterrassen, die vorzüglich mit weichern Mergel- und Sandsteinschichten über widerstandsfähigeren Nagelfluhbänken zusammenzufallen scheinen. Die letztern Terrassen finden sich schon in grosser Höhe am Nordabhang der Bramegg, bei Kleinstein, Tribschwanden und Rothenfluh in 720—760 m, 190—230 m hoch über dem rezenten Tal, ferner in ähnlichem Niveau am Ausgang des Stäubligbachtälchens östlich Werthenstein.

Die ausgesprochenen Erosionsterrassen dagegen liegen bedeutend tiefer; sie weisen in der Regel einen Molassesockel in geneigten Schichten auf, der von Diluvialbildungen bedeckt ist. Nach der Höhenlage können wir zwei Terrassensysteme unterscheiden, ein solches von 25—30 m und ein zweites von 50—90 m Höhe.

Zum *niedrigeren* sind zu rechnen: Eine Terrasse am südlichen Talhang bei Blindei (580—590 m); die Höchweid-Terrasse (570 bis 580 m) gegenüber und der an diese sich anschliessende terrassenförmige Talsporn Punkt 572. Die 12—15 m mächtigen Felssockel der Terrassen bei Blindei und Höchweid sind von groben, stellenweise verkitteten Schottern überdeckt. Die vielfach bis 50 cm Durchmesser haltenden Gerölle der Schottermassen sind gerundet bis abgeplattet; sie liegen meistenteils ausgezeichnet dachziegelartig, und zwar von Ost nach West übereinander, müssen somit von einem entgegen dem heutigen Fluss strömenden Gewässer aufgeschüttet worden sein. Zweifellos handelt es sich um eine fluvioglaziale Bildung. Hiefür spricht auch das Gesteinsmaterial. Vorwiegend sind Flyschsandsteine, u. a. grob- und buntsprengliche von der Art des Schlierensandsteins, eocäner Quarzsandstein und alpine Kalke; die Sandsteingeschiebe sind stark zersetzt und gebräunt. Bei Höchweid wurden im liegenden Teil der Schotterlage auch einzelne kristalline Gerölle aus den Zentralmassiven gefunden, darunter ein aarmassivischer Granit.

Den obigen Schotterablagerungen gleichzustellen ist ein kleiner Schotterrest 15—18 m über der Emme am linksseitigen Hang des Flusstals nächst talab des Dörfchens Werthenstein; unter dem Geschiebematerial kommen dort noch Taveyannazsandsteine vor. Über diesem Schotter sieht man in zirka 570 m frische, lehmige Grundmoräne.

Moräne ist auch auf der 15 m-Felsterrasse bei P. 572 ausgetragen, jedoch unmittelbar dem Anstehenden aufliegend. Die beiden Moränenvorkommnisse gehören offenbar zusammen und sind würm-eiszeitlichen Alters.

Terrassen des höhern Systems sind: Auf der linken Talseite, die schöne, 800 m lange Terrasse von Wändeli-Grüttweid (590 bis 600 m) unterhalb Werthenstein, die kleinere Rothenboden-Terrasse (610 m); auf der rechten Seite der abgeflachte Sporn von Rothweg (600 m) neben der Mündung des Sulzigtobels, der Terrassensporn, der das Kloster Werthenstein Punkt 596 trägt, die Terrassen von Schwändi (600—620 m), Deutschenberg Punkt 626 und Terrassenflächen am Ausgang des Rümligtals (um 590—600 m) bei Schachen.

Von diesen Terrassen zeigt zunächst diejenige von Wändeli-Grüttweid einen ziemlich komplizierten Bau. Im westlichen Terrassenabschnitt geht am Abhang unter dem Wohnhaus des Gehöfts Wändeli der Sockel bis in 585—590 m, weiter südlich, bei

Ringgei und Dietenei, indes nur bis in zirka 570—575 m hinauf; er hat hier eine Mächtigkeit von 25—30 m, darüber ist 20—25 m Diluvium; dieses besteht im Liegenden aus Schotter, im Hangenden aus Moränenbildungen. Schotter ist am Steilabfall bei Dietenei in zirka 568 m über dem Molassesockel entblösst. Er liegt in gleicher Höhe und nimmt, von jüngerer Moräne überlagert, stratigraphisch dieselbe Stellung ein wie diejenigen bei Werthenstein, mit denen ich ihn deshalb parallelisieren möchte. Etwas östlich Dietenei ist die hangende, verschwemmte Moräne aufgeschlossen: sie verrät in der Anordnung der Gerölle gleichfalls eine ost-westliche Strömung. Neben den vorherrschenden Kalken und Flyschgesteinen bemerkt man auch alpin-kristalline Geschiebe; es sind demnach Bildungen des Reussgletschers, die wohl einem Rückzugsstadium der letzten Eiszeit angehören. — In der benachbarten Terrasse von Rothenboden steigt der Fels auf zirka 590 (600) m hinauf; der Molassesockel ist 50 m hoch.

Wir haben es jedenfalls in dieser Gegen mit zwei Felsterrassen zu tun, einer 25—30 m und einer 50—60 m hohen, von denen die erstere um 20 m mit eiszeitlichen Ablagerungen bedeckt.

An der Terrasse von Schwändi auf der südlichen Talseite ist im westlichen Teil, gegenüber Dietenei, Molasse wiederum bis zu 575 m vorhanden; auf dieser liegen dort 10 m geschotterte Moräne, darüber 10—15 mockerer Bachschutt. In der Terrassenmitte setzt aber ebenfalls Molassefels bis in zirka 590 m an.

Bei der nächstfolgenden Terrasse von Deutschenberg ist an der Ostseite der Felssockel bis in zirka 585 m nachzuweisen; er hat damit eine Höhe von zirka 55 m. Auf ihm lagert Moräne und über dieser ein Bachschuttkegel.

Die Terrassen am Rümligtalausgang sind ausgeprägte Erosionsterrassen, deren zirka 60 m aufragendem Sockel mächtigere Glazialbildungen auflagern (Lit. 27).

Überblicken wir unsere Beobachtungen, so gelangen wir zu folgenden *Ergebnissen*:

Die tiefsten Terrassen im Talabschnitt Wolhusen-Schachen tragen zum Teil Fluvioglazialschotter, die eine Strömung in OW-Richtung anzeigen. Ob es sich um Schotter der Würmeiszeit handelt, lässt sich nicht mit Sicherheit behaupten; verschiedene Umstände, so die Überlagerung mit Moräne, die scharfe Trennung von dieser, das Vorkommen von wahrscheinlich der Risseiszeit zuzuweisenden Schottern in der Nähe (nördlich Wolhusen), von denen später die

Rede sein wird, sprechen eher für risszeitliches Alter. Sie sind wohl von Schmelzwässern des Reussgletschers abgelagert worden, die ihren Abfluss bei Wolhusen nach N durch das Trockental genommen haben, das in der geologisch-morphologischen Literatur mehrfach erwähnt wird.

Dagegen verraten die 50—60 m hohen Felsterrassen ein gegen O gerichtetes Gefälle des ehemaligen Talbodens, wie sich aus den nachstehend zusammengestellten Höhenwerten ihrer Oberflächen ergibt:

	Kloster Werthenstein	Rothenboden	Deutschenberg	Schachen
Absolute Höhe:	595 m	590 m	585 m	580 m
Relative „ :	47 m	50 m	55 m	60 m

B. Die Abschnitte rechts vom Haupttal

Allgemeines

Die nachstehenden Darlegungen umfassen die folgenden Bezirke: Das Terrassengebiet von Schwendi-Haslehohwald mit der Farneren, die Terrassen vor der Beichlen und die Gegend des vordern Entlentals; weiter die Terrassenlandschaft zwischen Entlebuch und Wolhusen und das Gebiet der Bramegg.

Die beiden Molassebergzüge Beichlen und Farneren, bezw. die zu ihnen aufsteigenden Gehängeflanken, die zwischen Escholzmatt und Entlebuch die Längstalfurche auf der rechten Seite begrenzen, zeigen unter sich übereinstimmende orographische und geologische Verhältnisse. Beiderorts hebt sich das Gehänge zunächst aus dem Talgrund 140—170 m hoch zu den erwähnten, mehr oder weniger breit entwickelten Terrassen, die sich an die Bergkämme der Beichlen und Farneren anlehnend, empor. Diese Terrassen sind durch Bachgräben zerschnitten, die aus Einzugsrichtern an den steiler abfallenden Bergkämmen herabkommen. Bei der Beichlen ist mit 1770 m der Kamm höher und meist schärfer geformt — nahezu firstförmig — als bei der nur 1570 m hohen Farneren; doch hier wie dort besteht er aus schief gestellten Nagelfluhbänken, stellt im wesentlichen ein Isoklinalkamm dar, während die vorgelagerten Terrassen vorherrschend aus sehr steil aufgerichteten Sandstein- und Mergelschichten aufgebaut sind, wobei die Terrassenflächen die Schichten schneiden und sich also als Abtragungsflächen erweisen. Am Ausgang mehrerer Einzugs-

trichter findet sich lokaler Gletscherschutt, auf den breiteren Abtragungsterrassen in beträchtlichen Massen Erratikum fremder Herkunft.

Eine ganz andere Gestaltung als die eben besprochenen Terrassen und Bergzüge weisen die Terrassenlandschaft zwischen Entlebuch und Wolhusen, wie der breite Rücken der Bramegg auf; auch hier sind verschiedenartige Diluvialbildungen angehäuft, deren nähere Gliederung und Bestimmung indes schwieriger zu sein scheint. Vorerst haben wir uns mit der Schwendi-Haslehohwald-Terrasse und dem Farnerenrücken zu beschäftigen.

I. Das Terrassengebiet von Schwendi-Haslehohwald und die Farneren.

Vom linksseitigen Talhang, vom Schüpferberg aus betrachtet, treten im Bereich der südlichen Talseite, zwischen Schüpfeheim und Entlebuch, zwei übereinanderliegende prächtige Terrassen hervor, von denen namentlich die höhere, uns schon bekannte von Schwendi-Haslehohwald eine ansehnliche Ausdehnung besitzt. Von dieser sieht man dann das Gehänge gegen den Bergkamm der Farneren ansteigen, der sich aber erst etwa 100 m über ihrem Niveau, in 1000—1100 m Meereshöhe, steiler emporhebt. Die Farnerenerhebung unterscheidet sich von der Beichlen vornehmlich durch die geringere Höhe und eine weniger ausgesprochene Gliederung.

Die untere Terrasse beginnt in 840 m nordöstlich Schüpfeheim, bei Eggenburg; sie sinkt relativ stark nach Norden und bricht in 760 m mit der Fläche von Biberg ab. In der ganzen Ausdehnung von Moräne bedeckt, dürfte sie in ihrer Form mit der Lage einer Gletscherzungue in Beziehung gebracht werden.

Die Schwendi-Haslehohwald-Terrasse hebt in 980 m östlich Schüpfeheim mit schmaler Leiste an, um sich von Schwendi an rasch zu verbreitern; sie erstreckt sich, talauwärts langsam sich senkend, bis ans Entlenquertal; bei einem Mittelniveau von 890 m und einer randlichen Höhe von 820—850 m beträgt ihre Breite dort, nördlich der Ansiedlungen von Haslehohwald, 6—700 m. In der Längsrichtung der Terrasse verlaufend, erzeugen schmale, wallförmige Geländezeuge eine sehr unruhige Oberfläche. Die nach NO leicht auseinandergehenden Wälle sind nach Lage und Zusammensetzung die gut ausgebildeten Ufermoränen eines jungeiszeitlichen Gletschers des Waldemmetals.

Verschiedene Bachgräben bewirken eine mehr oder weniger starke Gliederung der Farneren und des ihr vorliegenden Terrassengebiets. Längere Bachläufe folgen auf grosse Erstreckung nahezu dem Streichen der Erhebung, so die Biberen, die in der Nische von Schwarzmatt am Nordhang des Farnerenzuges entspringt, deren unterer Lauf zum guten Teil durch die obgenannten Moränenwälle bestimmt wird. Viel tiefer eingegraben ist der Gretenbach, der als Küenismattbach vom Hauptkamm kommend, an einem Endmoränenwall nordostwärts umbiegt und nun in einer in Moränenablagerungen und Molasse eingeschnittenen, V-förmigen Furche nach der Entlen hinabströmt, so die östliche Hälfte der Haslehohwald-Terrasse vom Farnerenkamm trennend.

Die Moränenlandschaft von Schwendi-Haslehohwald, die sich auch in den untern Gehängepartien des Farnerenrückens ausbreitet, ist unlängst von H. Mollet und F. Nussbaum beschrieben worden (Lit. 19, p. 58 und Lit. 21, p. 108 f.). Nach den betreffenden Autoren lassen sich in dieser 8—10 Moränenzüge des Waldemmegletschers unterscheiden. Mit Rücksicht auf die Literatur halten wir uns aber hier kurz und verweisen auf die Karte, die diese Endmoränen erstmals im ganzen Verlauf zur Darstellung bringt: Die höchste Moräne zieht sich von 1100 m am Kohlgraben, oberhalb Schüpfheim, nach Nachzel (975 m) über dem Entletal; ihr Gesamtgefälle ist 35 ‰. Bei ihrer Ablagerung muss der Gletscher in der Gegend von Schüpfheim eine Mächtigkeit von 350—400 m gehabt haben; sein Ende lag offenbar noch unterhalb Entlebuch.

Über der obersten Ufermoräne des Waldemmegletschers kommt Diluvialschutt vor, der seinem Material nach von einem Lokalgletscher herstammt.

Um Heiligkreuz (1127 m) ist solcher Schutt entlang dem Biberenbach häufig gut angerissen. Bis in 1150 m Meereshöhe sind festzustellen: In stark lehmiger Masse Nagelfluhgerölle — wovon die Kalke ausgezeichnet gekritzelt — gelegentlich grössere Konglomeratblöcke mit geglätteter Oberfläche und schönen Schrammen, spärlicher anderes Molassegestein. Über dem obigen Niveau beobachtete ich im Bachbett bis auf 1250 m grobe Nagelfluhblöcke, vielleicht ebenfalls Lokalerratikum. Die tiefsten Aufschlüsse von Moränenbildungen der angegebenen Beschaffenheit trifft man im Graben in 1030 m; wenig bachabwärts erscheint die erste in der Talrichtung hinziehende Ufermoräne. Ein kurzer Wall, den ich in höherer Lage bei Heiligkreuz, östlich der Biberen, zu erkennen

glaube, steigt vom Bach von 1110 m südostwärts gegen den Bergrücken an, bis auf zirka 1150 m; er muss von einem kleinen Gletscher aufgeworfen worden sein, der aus der karähnlichen Ursprungsnische des Biberenbachs herabgekommen war. Da nach meinen Beobachtungen an den Entblössungen im Biberentobel die Lokalmoräne zwischen 1020—1030 m in Waldemmemoränen übergeht, möchte ich sie der Würmvergletscherung zuschreiben, wofür zudem ihr Erhaltungszustand spricht.

Auch am Küenismattbach, in dessen östlichster Quellrinne (Mühlebach), stossen wir in 1050—1080 m auf „Molassemoräne“; ferner in 1010—1050 m im nächstfolgenden Schwendigraben, wo dieselbe als Geschiebe hauptsächlich Sandsteinbrocken führt. Diese Moränenabsätze sind wahrscheinlich ebenfalls vom Farnerengletscherchen der Schwarzmattnische herzuleiten, das im Maximum der letzten Eiszeit seine schuttbeladene Zunge an der Flanke des Talgletschers etwas nach Norden vorgeschoben haben mag. Für die damalige Schneegrenze des kleinen Lokalgletschers berechnet sich, wenn man die Firmlinie in halber Gletscherhöhe annimmt, 1250—1300 m. Wie weit sich der würmeiszeitliche Waldemmegletscher in seinem Maximalstand ausgedehnt hat, wird die genaue Untersuchung der Terrassenlandschaft zwischen Entlebuch und Wolhusen erweisen.

II. Beobachtungen im Terrassengebiet vor der Beichlen

Der Nachweis von hochgelegenen Jungmoränen des Waldemmegletschers auf der Haslehohwald-Terrasse und an der Farneren führt zur Annahme, dass dieser Gletscher beim Eintritt ins Entlebucher Längstal auch in der Richtung gegen Escholzmatt vorgestossen sei. Unsere Annahme wird durch das Vorkommen entsprechender Moränen bestätigt, die neben Lokalgletscherschutt am Nordwestabhang der Beichlen auf den in 900—1100 m Höhe auftretenden Terrassen festzustellen sind.

Diese *Terrassen* sind zum Teil ausgesprochene Erosionsterrassen (vergl. Lit. 5, S. 417 f). Sie treten als mehr oder weniger breite Vorsprünge zwischen den tief eingeschnittenen Bachgräben, die vom Beichlenkamm herabkommen, hervor, verraten aber eine Zusammenghörigkeit durch ihre Höhenverhältnisse. Von SW gegen NO bemerken wir die Terrassen von Mittelstebnet (965 m), Rämis (985 m), Hütten (991 m), Kirchenwald, Strickegg, Bödeli

(974 m), Tellenbachschwendi (927 m). Der Höhenabstand vom Talboden beträgt am Terrassenrand 150—200 m.

Moräne des Waldemmegletschers findet sich zunächst bei Ober Rütiboden in 1095 m, eine Terrassenstufe bildend; sie ist westwärts den Abhang hinab zu verfolgen. In etwas tieferer Lage lässt sich bei Unter Rütiboden (999 m) ein parallel dem Rand der höher gelegenen Moränenterrasse verlaufendes kurzes Stück eines Moränenzuges erkennen. Im Materialbestand mit den angeführten übereinstimmende Moräne trifft man um Strickegg (987 m) und in der Gegend von Knubel im Talgrund, hier aber von Bachschutt überdeckt.

Der westliche Arm des würmeiszeitlichen Waldemmegletschers wird kaum weiter als bis Escholzmatt gelangt sein. Südlich des Dorfes und bis Wiggen scheinen an fremdem Erratikum am Talgehänge bloss mehr spärliche Blöcke vorzukommen: An der Nordecke der Hütten-Terrasse, in 930 m oberhalb des Gehöfts Zopf, wurde ein Hohgantsandsteinblock ausgegraben; an ihrem Westabfall steckt in 900 m am untern Rand einer kleinen Waldparzelle westlich P. 974 ein eckiger Granitblock, Gestein von aarmassivischem Charakter, im Boden, messbar 0,5 : 0,3 m; er dürfte aus der Riss-Eiszeit stammen; ebenso eckiges Kalkmaterial mit kretazischen Fossilien, dem ich in einem linksseitigen Nebengraben des bei Wiggen in die Ilfis mündenden Rämisbachs in 870—895 m und in 930 m am Westrand der Terrasse von Mittelstebnet begegnete. Im Niveau des Talbodens des Haupttales breiten sich Schwemmkugelfächer aus; Diluvium kommt nirgends zum Vorschein.

Lokalgletschermoränen. Über den namhaft gemachten Glazialablagerungen sind am Abfall der Beichlen bis in 1200 m Moränenbildung verbreitet, die, wie diejenigen an der Farneren bei Heiligkreuz, nur Molassegestein der näheren Umgebung als Gesteine enthalten. Herr Prof. Nussbaum hat vor einiger Zeit erstmals auf diese hingewiesen (Lit. 21, S. 110). Die betreffenden Bildungen notierte ich u. a. bei meinen eigenen Untersuchungen im Gelände: Zwischen Oberer Rütiboden und Dürrhütte, gut aufgeschlossen in 1120—1180 m in einem am nördlichen Ende des Beichlenrückens entspringenden Bach, sandig-lehmige Massen mit schön gekritzten Nagelfluhgerölle; unterhalb Mittlistgrotzen, an zahlreichen Anrisse in 1040—1200 m in den Quellgraben des Ebnelbachs, erst Aufschüttungen, zusammengesetzt aus Nagelfluh-

blöcken, Mergel- und Molassesandsteinbrocken, oberhalb dann typische lehmige Grundmoräne; zwischen 1000 und 1100 m in dem vom Südende des Beichlenkamms herab kommenden Vierstockenbach. An der Gegenseite des Bergrückens sind mir schon im Sommer 1920, gelegentlich einer Besteigung von Flühli aus, in einigen Bachtälchen Anhäufungen von glazial geschrammten und geschliffenen Nagelfluhrollsteinen und Konglomeratblöcken aufgefallen, so in den Tälchen des Hellschwandbachs und des zu diesem kommenden Falkenbachs, alsdann weiter südwärts am Portenalpbach, einem Quellstrang der Hilferen. Die vorliegenden Moränenbildung müssen analog denen von Heiligkreuz nach Vorkommen und Materialbestand kleinen Lokalgletschern zugeschrieben werden, die sich während der Würm-Eiszeit bildeten.

III. Das Tal der Entlen

Nach den Moränen auf der Haslehohwald-Terrasse zu schliessen, hatte sich der Waldemmegletscher in der letzten Eiszeit quer vor den Ausgang des Entlentales gelegt. Entsprechende Moränen sieht man auf der nördlichen Talseite vor dem Ausgang des Seitentales in verschiedenen Höhenlagen. Die wichtigsten sind in der folgenden Übersicht angegeben, in der zugleich die Parallelisierung mit den Haslehohwald-Moränen versucht wird:

1. Moränenzug bei Ober Burg (882 m), vom Rand des Entlengrabens bei 810 m zum Gehöft; er hat wohl seine Fortsetzung in dem niedrigen Moränenwall bei Altweg (873 m), nördlich des Burggrabens. Der ganze Zug entspricht der Moräne Grubenhang-Unter Nachzel des Waldemmegletschers: Verbindung 50 ‰ Gefälle.

2. Moränenstufe zwischen Ober- und Unter Burg; weiterhin ein Wall linksseitig des Burggrabens, östlich des Gehöfts Unter Burg vom Tobel abgeschnitten; entspricht der Balmmoos-Schlund-Moräne von Haslehohwald: Verbindung 50 ‰ Gefälle.

3. Südnördlicher Moränenzug bei Unter Burg (837 m), eine nach W zirka 10 m abfallende Stufe; entspricht der Ober Schürtannen-Schlundbord-Moräne von Haslehohwald: Verbindung 50 ‰ Gefälle.

4. Moränenwall bei Lochgut (820 m); äquivalent der Moräne östlich des Schlichbachs von Haslehohwald: Verbindung 65 ‰ Gefälle.

Unter den Moränenzügen sind an mehreren Stellen fluvioglaziale Schotter freigelegt, die für Vorstossbewegungen und Staubildungen sprechen, so im Burggraben nordwestlich Unter Burg bis 30 m hoch angerissen; ferner westlich Altweg, am rechten Hang des vorigen Bachlaufs, und nördlich dieses Gehöfts in dem vom Donnermöslie her kommenden Riegelbach, an den Aufschlüssen zum Teil fest verkittet und auf frisch lehmiger Grundmoräne mit dunklen Kalken (Erratikum des Waldemmegletschers) lagernd. Auch am Talausgang sind öfters schotterartige Ablagerungen aufgeschlossen.

Die Glazialablagerungen zu beiden Seiten am Ausgang des Entlentales ruhen überall auf einem *Felssockel* von steilgestellten Molasseschichten, in die sich die Entlen ein schmales, steilwandiges Tal eingeschnitten hat. Dieser Sockel, der bei Frauental und unter den Moränenmassen von Burg in 25—30 m Höhe in der Flussrichtung fallende Terrassen aufweist, hat talaufwärts in der Gegend und nächst östlich der Einmündung des Gretenbachs eine Mächtigkeit von 80—100 m; diese nimmt aber von hier an ab, und schliesslich verschwindet oberhalb der Mündung der Kleinen Entlen die anstehende Molasse. Auf eine Strecke von gegen 2 km steht nun auf der rechten Seite des Flusstals ausschliesslich Moräne an, die auch am gegenüberliegenden Gehänge zwischen Emmenthälti und Schattweidli bis an die Talsohle hinabzugehen scheint. Die Moränenmassen erreichen namentlich am Lipperenbach die erstaunliche Mächtigkeit von 150—180 m. Es handelt sich, wie schon F. J. Kaufmann und jüngst H. Mollet dargestellt haben (Lit. 5, S. 381 und Lit. 19, S. 58), um Ablagerungen des Entlengletschers. Im Querschnitt hat das Tal hier deutliche V-Form.

Südlich Schattweidli ist der Flusslauf von neuem, allerdings nicht einmal 1 km weit, in eine Molassezone eingegraben, wo steile Felswände eine 25—30 m tiefe Schlucht bilden, über der sich indes die Talhänge in sanfterer Böschung, terrassenförmig weiter hinaufziehen. Auf der rechten Talseite stehen dort die Häuser von Glashütten. Nach der Schlucht treten an den Gehängen wiederum bis an den Fluss hinab Diluvialbildungen auf, wobei jedoch das Tal in 980—1015 m eine ausgesprochene Weitung zeigt.

Die Gefällsverhältnisse des Entlenlaufes in dem besprochenen Talgebiet sind aus der nachfolgenden Tabelle zu ersehen. Das talabwärts abnehmende Gefälle erfährt streckenweise eine Zunahme, wie in der Felsschlucht unterhalb Glashütten, oder wo der Flussweg durch Schuttkegel von Seitenbächen eingeengt ist.

Gefälle im Tal der Grossen Entlen

Talabschnitt und km-Distanz	Tal (Fluss)-gefälle in %/oo
1440—1260 m (Klusmätteli), 1,8 km	r. 99,5
1260—1100 m, 2,33 km	„ 68,5
1100—1030 m (Taldurchbruch durch Kalkalpenkette), 1,7 km	„ 41,5
1030—970 m, 1,7 km	„ 41
970—930 m, 0,4 km (Glashüttenschlucht)	„ 94
930—830 m (Kleine Entlenmündung), 2,6 km	„ 38,5
830—770 m, 0,9 km	„ 66
770—700 m, 2,5 km	„ 28
700—665 m (Mündung), 1,4 km	„ 25

Die Eigentümlichkeiten des Entlenquertals beruhen nach dem Ausgeföhrten auf dem Wechsel des Querschnitts, der Gesteinszonen und des Gefälls; sie sind in erster Linie mit den eiszeitlichen Verhältnissen in Zusammenhang zu bringen.

Betrachten wir zunächst die Jungmoränen des Entlengletschers, die sich nach Lage und Form als solche erweisen und von denen sich auf jeder Talseite mit Sicherheit 6—7 Züge bestimmen lassen.

Rechtsseitige Moränenzüge

1. Einen äussersten rechtsufrigen Moränenzug gebe ich nach H. Mollet in 1010 m an dem annähernd NS orientierten westlichen Rand des Mettelimooses an. Hierher gehört auch eine Wallform am Südende des Mooses bei Mooshalden (1031 m).

2. Schmäler, aber ausgezeichnet entwickelter Wall, die Häuser von Paradiesli (972 m), Händschen, Lunzimösli (930 m) tragend; kleines Wallstück in 910 m unterhalb Lunzimösli.

3. Ostwestlich gerichteter, etwas nordwärts ausgebogener breiter Wallzug zwischen dem obern Burggraben und dem Tobel des Gräbenwaldbachs in 1050—920 m, auf ihm der Kirchenwald. Ebenso verlaufend:

4. Wallförmige Moränen zwischen Gräbenwald- und Lipperenbach, in 1100 m am Bergfuss der Wissenegg beginnend, Ende über der Entlen bei Stöckli in 960 m.

5. Wallmoräne links des Lipperengrabens, bereits in 1130 m bei Homberg am Westabfall der Höhe von Heuboden breit terrassen-

förmig anhebend; an ihrer Innenseite bei Riegelhüsli oberhalb Entlenmatt ein kürzerer Sekundärwall.

6. Moränenterrasse Entlenmatt mit Punkt 1017 und Punkt 1021.

Linksseitige Endmoränenzüge

1. Äusserste Moräne bei Knubel (1055 m) am Ausgang des Kleinentlentals, mehr oder weniger ein Doppelwall, vom rechten Talgehänge zum Tobel der Kleinen Entlen bei Kälberweidli sich hinziehend.

2, 3, 4. Drei Moränenzüge auf dem Plateau von Müllerenmoos, ähnlich verlaufend wie der erstgenannte.

5, 6. Zwei kurze Züge bei Müllerenmösl, unmittelbar über dem Flusstal der Grossen Entlen.

An Gesteinsmaterial verzeichnete ich in den Moränen hauptsächlich voralpine Kalke, Eocän- und Flyschsandsteine (viel typischen Schlierensandstein), Gesteinsarten, wie wir sie auch im Hauptbestand des Erratikums von Haslehohwald angetroffen haben. Dagegen scheinen dunkle, blaue Kalke, die dort im Geschiebebestand manchmal stark hervortreten, in dem in Rede stehenden Moränengebiet östlich Nachzel-Altweg sehr spärlich zu sein.

Fassen wir die Beobachtungen über die Jungmoränen zusammen, so sind für die Würm-Eiszeit im vordern Entlengebiet folgende Verhältnisse festzustellen: Die Gegend des jetzigen Talausgangs war, wie die Moränen von Altweg-Burg beweisen, längere Zeit durch den Gletscher des Haupttals gesperrt; bei dessen Maximalstand mag hier sein Rand, entsprechend der Höhenlage der Waldemme-Moränen von Nachzel, in ungefähr 950 m gelegen haben. Der Entlengletscher muss damals bei der Lage seiner Ufermoränen von Paradiesli - Lunzimösl, Donnermösl und Mettelimoos bis an den Haupttalgletscher herangekommen sein, wobei er naturgemäß gestaut und auch seitwärts abgelenkt wurde; so lässt besonders die Mettelimoos-Moräne, welche von der ost-westlichen Talrichtung weg nach N abgebogen ist, ein seitliches Abdrängen des schwächeren Gletschers des Nebentals erkennen.

Oberhalb der eben angeführten Jungmoränen sind stellenweise mächtige Moränen in bedeutenden Höhen abgelagert, so an der Alpeli- und Wissenegg in 1250—1290 m. Gemäss ihrer Lage und des Materialbestands fasse ich diese, in Übereinstimmung mit H. Mollet, als Altmoränen des Grossentlengletschers auf. Bezüglich

der Vergletscherungsverhältnisse im Entlengebiet zur Riss-Eiszeit haben wir zwar wenig Anhaltspunkte. Durch die Glazialbildungen der Wissen- und Alpeliegg wird uns nur ein gewaltiger Stand des risszeitlichen Entlengletschers angezeigt. Bei einer Höhe der Gletscheroberfläche von mindestens 1300 m in jener Gegend ergibt sich immerhin noch, dass während der Hochstandsphase der Vergletscherung Eis auch nordwärts ins Fischenbachtal abgeflossen sein muss.

Inwiefern steht nun der Gesteinswechsel und Querschnitt der vorliegenden Abschnitte des Entlentales zu den eiszeitlichen Verhältnissen in Beziehung? Jedenfalls war das mittlere und obere Talstück vor Beginn der Würm-Eiszeit bis zu seiner heutigen Tiefe eingeschnitten; dies geht aus dem Vorkommen der Moränen oberhalb Einmündung der Kleinen Entlen und oberhalb der Glashütten-schlucht hervor. Diese Schlucht ist wohl auf epigenetische Talbildung zurückzuführen.

Auffallend ist dagegen die Enge und die felsige Beschaffenheit des untersten Talabschnittes. Eine Epigenesis kann dort nicht angenommen werden, da überall der Felsuntergrund zutage tritt. H. Mollet denkt sich, dass die Entlen vor der Würmvergletscherung nach N ins Tal des Fischenbaches abgeflossen sei. Dieser Annahme widerspricht die Tatsache, dass im Fischenbachtal anstehender Fels bis in zirka 900 m hinauf im Talweg vorkommt; die Sohle des mittleren Entlenquertales liegt aber schon in 869 m.

Offenbar bestand vor der letzten Eiszeit im Abschnitt Emmenthälti - Schattweidli eine durch weichere Schichten bedingte Talweitung, in der der gestaute Entlengletscher seine Moränen ablagerte. Der engere untere Talabschnitt wurde vom Schutt des Waldemmegletschers ausgefüllt; nach dem Gletscherrückzug räumte der Fluss diese Ablagerungen wieder weg, von denen nur noch grössere Blöcke zurückgeblieben sind. Solche finden sich auch, wie wir früher gesehen haben (S. 17, 20), massenhaft im jetzigen Flussbett und in der Halden-Gügerenti-Terrasse südwestlich Entlebuch; sie stammen allem Anschein nach aus den im untersten Abschnitt des Entlentals abgelagerten Glazialbildungen. Nach dem Rückzug der Gletscher dürfte das Flussbett in dieser Talstrecke um 10—15 m vertieft worden sein, wofür die niedere Erosions-terrasse von Farbsäge (S. 20) am Talausgang spricht.

IV. Die Terrassenlandschaft zwischen Entlebuch und Wolhusen

1. Die orographischen Verhältnisse

Die rechtsseitig über dem Flußtal zwischen Entlebuch und Wolhusen in einer mittleren Höhe von 710—720 m auftretenden Terrassenflächen vermag man bereits auf der Dufourkarte leicht zu unterscheiden; auf den Siegfriedblättern können wir uns über ihre Form und Dimensionen genauer unterrichten.

Die gesamte Terrasse besitzt bei einer mittleren Breite von 0,5—1 km eine Länge von 7,5 km; sie beginnt südlich Entlebuch beim Eintritt der Entlen ins Haupttal und endet beim Hof Burst in der Gegend von Wolhusen. Auf ihr stehen das Dorf Entlebuch (725 m), die Weiler Wilzigen (722 m), Mosigen (715 m), Graben (720 m), Unterzeug (709 m), Fuhren (718 m), Ebnet (720 m), Obermoos (727 m), Großstein (705 m) und das Gehöft Burst, sowie zahlreiche Einzelhöfe. Schon aus den hier gegebenen Höhenzahlen geht hervor, dass die Terrasse im grossen und ganzen fast horizontal ist. Das Fehlen jeglichen Gefälls zeigt sich namentlich zwischen Wilzigen und Ebnet.

Nördlich Ebnet treten die ebenen Flächen etwas zurück; die Terrasse hat dort eine unruhigere, wellenförmige Oberfläche.

Die ganze Terrassenlandschaft ist demnach in zwei Hauptabschnitte zu gliedern, in einen südlichen, die Terrasse von *Entlebuch-Ebnet* und in einen nördlichen Abschnitt, die *Obermoos-Terrasse*.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal dieser Terrassenlandschaft ist ihre Gliederung in kleinere Teilstücke durch zahlreiche, mehr oder weniger tiefe, V- bis schluchtförmige Bachgräben, deren Gewässer am Westabhang der Bramegg entspringen und der Kleinen Emme zueilen. In ihrem Unterlauf haben sich die Bäche, ohne Ausnahme, beträchtlich in die Kante der Terrasse eingeschnitten, während sie gegen den inneren Terrassenrand hin weniger eingetieft sind.

Unter diesen Bachläufen ist vor allem der Sagelibach zu nennen, dessen Tobel die *Terrasse von Entlebuch-Ebnet* von der *Obermoos-Terrasse* trennt. Er ergießt sich gegenüber der Einmündung der Fontannen in die Emme. Südwärts des Sagelibachgrabens folgen die Einschnitte des Mühle-, Schintbühl-, Graben- und Renggbachs; zwischen Entlebuch und Wilzigen bewirkt der

Lustenberggraben eine deutliche Trennung der Terrasse in zwei Teilstücke; ein drittes entsprechendes Stück mit den Höfen Flühmättli und Unter Wieden liegt in 710 m links der Emme.

Die durch die genannten Bacheinschnitte geschiedenen Felder der Entlebuch-Ebnet-Terrasse zeigen auch unter sich kleinere oder grössere Unterschiede, nicht nur in der Grösse, sondern auch in den Böschungsverhältnissen. Ihr Rand ist im allgemeinen scharf ausgeprägt und es brechen die Terrassenfelder, auch wo er, wie südlich und nördlich Ebnet, weiter hinter dem Flusstal zurückliegt, von der Randkante häufig mit einem, wenn vielleicht auch nur 10—20 m hohen, stufenartigen Steilbord ab. Je ein um 30—40 m tieferes Terrassenfeld befindet sich in ca. 680 m Meereshöhe zwischen Schintbühl- und Mühlebach und linksseitig über dem Unterlauf des Sagelibachs.

Nördlich des Sagelibachtobels erfährt die wellige *Terrasse von Obermoos* eine ausgesprochenere Gliederung durch die Bachtobel des Schwanderholz- und Krachengrabens. Neben diesen Tobeln springen die einzelnen Teilstücke in z. T. sanftgeböschten Rücken vor und fallen nach Westen zu wieder etwa 40 m tieferliegenden Terrassenflächen (Klein Schwanderholz 674 m, Unter Thurm 665 m, Emsernweid) ab. In dem Vorsprung von Obermoos selbst hat die Terrasse eine breite Wallform, die auf ihrer Nordseite zu den zwei Terrassen von Großstein und Schwanden-Leimen abfällt; diese weisen ebenfalls Wallrücken auf, die man unschwer als Moränen erkennt. Sie sind an mehreren Stellen aufgeschlossen; auch die oben genannten südlichen Bachgräben bieten ausgezeichnete Aufschlüsse, aus denen wir die geologische Beschaffenheit der Terrasse von Entlebuch-Ebnet zu erkennen vermögen.

2. Die geologischen Verhältnisse

a. *Molasse*. Unter den in Rede stehenden Terrassen ist am Gehänge des Emmetals vielfach der anstehende *Molassefels* blossgelegt. Er reicht indes nirgends bis an deren Kante hinauf. In seinem Hangenden gewahrt man vielmehr allenthalben in wechselnder Mächtigkeit quartäre Ablagerungen (vergl. Fig. 2).

Zwischen Entlebuch und Ebnet ist der Molassesockel an den Terrassenhängen im allgemeinen bis 40—45 m über der Talsohle festzustellen; in den in ihn eingelassenen Gräben des Sageli- und Schintbühlbachs steigt er langsam terrasseneinwärts an. Auf einige

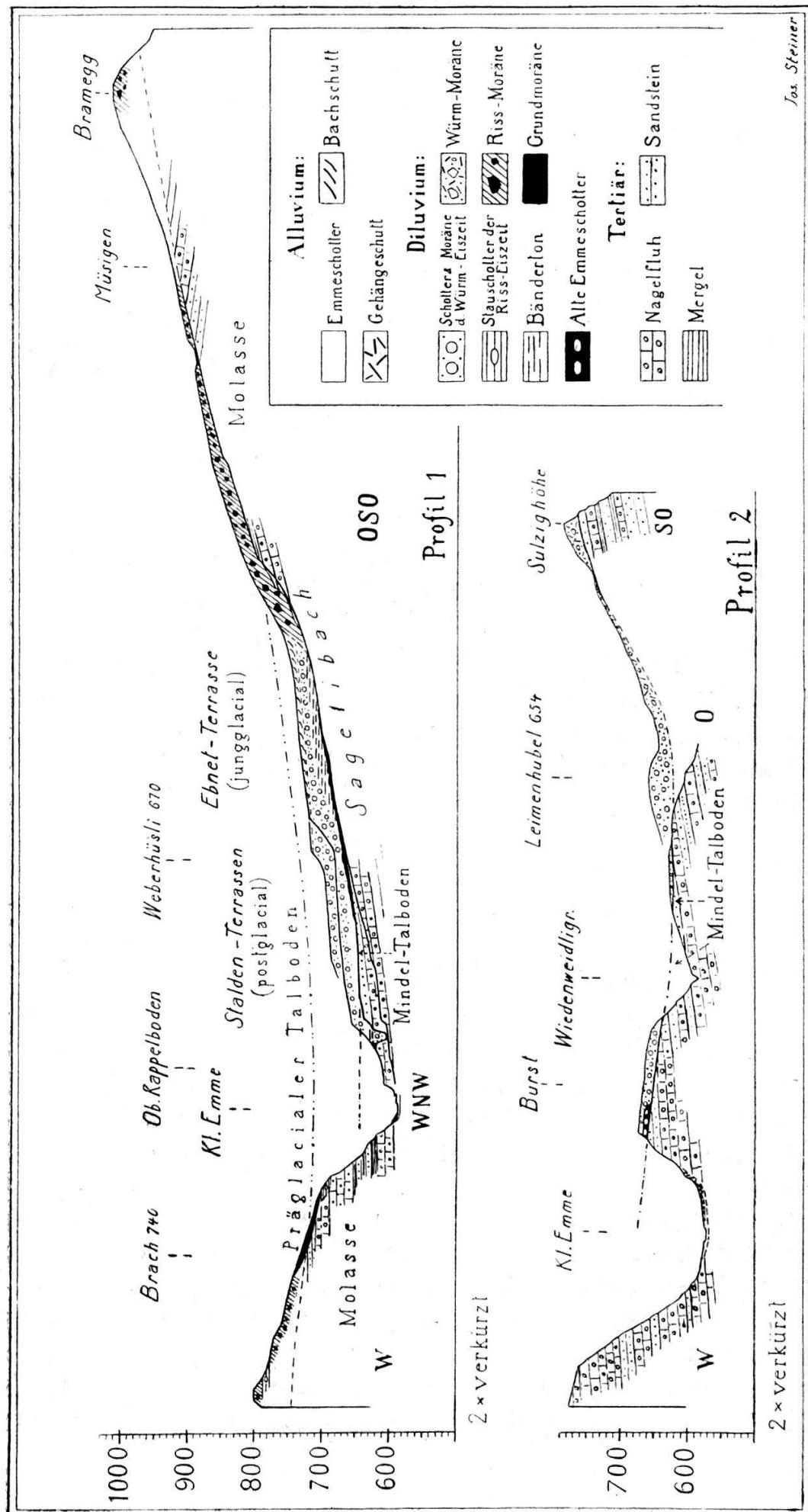


Fig. 2. Profile durch die Terrassenlandschaft Ebnets-Obermoos.

Stellen, an denen der Felssockel weniger hoch ist, werden wir bei der Betrachtung des Diluviums zu sprechen kommen.

Im Bereich der Obermoos-Terrasse beträgt die Mächtigkeit des Sockels am Talhang bis Wolhusen 60—90 m. Bei Schwanden sinkt sie wieder auf 40—45 m hinab.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass wir es hier mit einem älteren Talboden zu tun haben; denn es ist beispielsweise bei Flühmättli oder zwischen Unterzeug und Ebnet leicht nachzuweisen, dass die Oberfläche des Terrassensockels die durchschnittlich unter 10—25° in nordwestlicher Richtung fallenden Nagelfluh- und Mergel-Sandsteinschichten schiefl schneidet.

Die grössere Sockelhöhe am westlichen Abhang der Terrasse von Obermoos lässt uns annehmen, dass der frühere Emmelauf die Richtung gegen Schwanden genommen haben dürfte; der heutige Flusslauf wäre epigenetisch durch mächtige Diluvialbildungen in die Molasse eingeschnitten; dafür spricht auch der Umstand, dass beinahe durchwegs auf dem linken Ufer der Emme der felsige Talhang viel höher aufragt als rechts.

b. Quartär. Die beiden Hauptteile der Terrassenlandschaft, die Ebnet- und die Obermoos-Terrasse, sind nicht nur in ihrer Oberflächengestaltung, sondern auch in den sie aufbauenden Quartärbildungen verschieden. In beiden kommen zwar vorwiegend Schotterbildungen und Moränen vor; aber in der Zusammensetzung und Lagerungsweise zeigen sich bedeutende Unterschiede; dazu gesellen sich in der Terrasse von Entlebuch-Ebnet jung-quartäre Schuttbildungen, die dem nördlichen Teil fehlen.

Nach zahlreichen Aufschlüssen ergibt sich in den Quartärbildungen der *Terrassenabschnitte von Entlebuch-Ebnet* folgender Aufbau (vergl. Fig. 1, Profil 1):

Unmittelbar auf der Molasse liegt gewöhnlich Grundmoräne, über welcher hin und wieder Bändertone sichtbar sind, die an verschiedenen Aufschlüssen nach oben deutlich in sandige und kiesige Schichten übergehen; im Hangenden erscheint (fluvio-) glazialer Schotter, vielfach von grober Beschaffenheit, und endlich mehr oder weniger mächtiger Bachschutt, der fächerförmig ausgebreitet ist. An einigen AnrisSEN sind die Schottermassen schief geschichtet (zum Teil talwärts fallende Schichtung). Die gesamten erratischen Bildungen weisen durchwegs Gesteinsmaterial aus dem Emmegebiet auf, hauptsächlich Flysch- und Kalkgesteine, nebst

Geröllen der bunten Nagelfluh. Alpines kristallines Material wurde keines beobachtet.

Wallformen sind, weil die Moräne meist von Schottern bedeckt wird, nur in der Gegend von Entlebuch-Wilzigen vorhanden. Bei Wilzigen beschreibt eine flache Erhebung vom sogenannten Bühlti weg einen nach Süden konkaven Bogen, der auf der topographischen Karte durch die Punkte 733, 724 und 714 fixiert ist. Über den Aufbau dieser Erhebung liess sich folgendes feststellen: Eine Kiesgrube unter der Anhöhe des Bühlti, am Abhang gegen die Emme, war in lockeren Kies mit zum Teil vollständig geröllfreien Sandlagen eingelassen. Die Geschiebe sind im Mittel nicht über faustgross, trotzdem öfter noch ziemlich eckig-kantig, etwelche auch mit ausgezeichnet frischen Gletscherkratzen versehen. Das Material stammt aus dem Emmegebiet.

Nächst über dem Aufschluss ragen grobe, bis meter grosse Blöcke aus dem Hang hervor. Im Liegenden der Grube steht über der Molassenagelfluh, in 695 m ca., eine lückenhaft verkittete, unruhig geschichtete Kiesbildung von sehr ältlichem Habitus, ungefähr 1 m hoch, an. Der Geröllbestand ist ziemlich der gleiche wie zuvor. Es fanden sich auch zwei oder drei, allerdings undeutlich gekritzte Geschiebe. Diese Kieslage stellt eher eine fluviatile Schotterbildung dar, während oben jedenfalls Schottermoräne vorlag.

Innerhalb der Wilzigen-Moräne sind wallförmige Anhäufungen von Moräne bei Flühmättli, Wieden und über der Entlen südlich Entlebuch zu nennen.

Bei Flühmättli quert eine leichte Geländewelle die Terrasse; sie ist über deren Felssockel 10 m mächtig aufgeschlossen, schief geschichtete Schottermoräne; indes ist möglich, dass diese zum Teil durch Abschwemmen von den oberhalb gelegenen Moränenmassen von Ober Wieden herstammt. Die letztern sind teilweise in kurzen Wallformen angehäuft und entsprechen offensichtlich dem Wall von Wilzigen.

Auf der Terrasse von Entlebuch, an der am Abhang westlich Meiershalden über dem Molassesockel aus erratischem Schutt zusammengesetzte Schottermassen hervortreten, hebt sich ein niedriger Geländezug ab, der sich vom Terrassenrand bei Neuhaus (743 m) über Bachwil in der Richtung gegen Treien (720 m) tal-auswärts erstreckt (Lit. 13, S. 82). Er befindet sich genau in der Fortsetzung des Moränenwalls von Haslehohwald, der oberhalb

Hasle von Giebelweid nach Krützmätteli hinunterzieht (vergl. Karte). Ebenfalls an einen Moränenwall erinnert ein am innern Rand der Terrasse gelegener, nord-südlich orientierter, länglicher Rücken bei Bodenmatt, wo man bei Grabungen auch stets auf Schuttmassen gelangt sei.

Auf der Aussenseite des Moränenbogens von Wilzigen wurde früher auf der Terrassenfläche Ton gestochen zur Herstellung von Ziegeln. Das Tonlager breitet sich nach E. Künzli (Lit. 11, S. 212) zwischen den Gehöften von Wilzigen, Russacker und Hafnerhaus aus. In dem ehemaligen Anstich war ein Wechsel von teilweise geflammttem Ton, horizontal gestreiftem, hellblauem bis braunem Lehm und geröllführendem tonigem Sand zu sehen, wobei in den Sandlagen bis kopfgrosse kristalline Rollsteine alpiner Herkunft enthalten gewesen sein sollen. Der genannte Autor deutet diese Bildung als verschwemmte Grundmoräne der Würm-Eiszeit. F. Antenen (l. c., S. 86) und H. Mollet (l. c., S. 61) dagegen sprechen von einer lössähnlichen Ablagerung. In Wirklichkeit handelt es sich wohl um Schutt von Bächen, der von den Höhen südlich Rengg herabgeschwemmt wurde.

Im Teil der Terrasse von Entlebuch-Ebnet ausserhalb des Moränenwalls von Wilzigen sind Aufschlüsse im Graben des *Sagelibachs* besonders lehrreich (vergl. Fig. 1, Profil 1 und Fig. 8).

Bei der Vereinigungsstelle der Quellbäche erhält man in einem Anriss über dem linksseitigen Bachufer vorzüglichen Einblick in die quartären Ablagerungen der Ebnetterrasse:

In 725—730 m setzt der Bachgraben mit einem überwachsenen Steilhang ein, aus dem einzelne Blöcke hervortreten;

in 725 m zirka: 3 m annähernd wagrecht geschichtete schotterartige Aufschüttung mit vielfach 1—3 dm messenden, öfter stark eckigkantigen Geröllen, worunter solche mit verwaschenen glacialen Schrammen;

5 m Sand und etwas Kies;

2 m Sand, teilweise sehr fein bis lehmig und dünn geschichtet;

7 m Sturzschutt mit kleinen Anrisse von in der Regel geröllfreiem, indes eine zirka 1 m lange Kieslinse mit gekritzten Geschieben einschliessendem Bänderlehm;

2 m geröllfreier Bänderlehm, verknüpft mit

1,5 m lehmiger Grundmoräne,

in zirka 700 m: Bachsohle.

Die zwischen Entlebuch und Ebnet nachgewiesenen Gletscherablagerungen sind ihrer Zusammensetzung nach dem Waldemmegletscher zuzuschreiben; nach ihrem Erhaltungszustand rechnen wir sie in die letzte Eiszeit. Hiefür kann auch ihre geographische Lage geltend gemacht werden, denn die im Diluvialgebiet von Schwendi-Haslehohwald festgestellten Jungmoränen des Waldemmegletschers erfordern zum Teil eine weit unterhalb Entlebuch endende Gletscherzunge. Berechnet man das Gefälle der obersten Haslehohwald-Moränen und denkt sich dieselben im Längsprofil fortgesetzt, so gelangt man bis in die Gegend von Ebnet. Dört, nach den Aufschlüssen im Sagelibachgraben, über lehmiger Grundmoräne vorkommende mächtige Glazialschottermassen mit grössern Blöcken können als Endmoräne der Hochstandphase des würm-eiszeitlichen Waldemmegletschers gelten, während die Moräne von Wilzigen einem Rückzugsstadium angehört.

Wir haben noch Vorkommnisse verhältnismässig tief auflagernden Diluviums zu erwähnen, in der Umgegend von Wilzigen, bei Zeugweid südlich des Schintbühlgrabens und bei der Mündung des Sagelibachs.

Südwestlich und nördlich des Weilers Wilzigen tritt die Molasse am Terrassenabfall im Flusstal auf kürzere Strecke bis weit unter das Niveau der 40 m-Felsterrasse hinab nicht zutage, während sie an den Hängen wenig unterhalb der betreffenden Stellen wieder bis zu diesem hinauf festzustellen ist. Vermutlich zieht vom Flussbogen bei Entlebuch ein etwa bis zu 15 oder 20 m über die rezente Talsohle hinabgehender Einschnitt, von Diluvium erfüllt, im Bereich der Wilzigen-Terrasse nordwärts gegen Unterbord. Danach dürfte der Fluss, wo er jetzt die auffallende Biegung bei Halsegg bildet, früher in süd-nördlicher Richtung geflossen sein. Höchst wahrscheinlich haben wir im Talstück Halsegg-Unterbord des jetzigen Emmelaufs epigenetische Talbildung.

Links neben dem Ausgang des Schintbühlbels erschliesst ein gegen 10 m langer Kahrliss am Gehänge des Haupttals nächst Punkt 629, rund 20 m über dem Emmebett, von oben nach unten:

6—7 m Lehm, sozusagen geröllfrei;

1—2 m Grundmoräne, übergehend in

6 m vollkommen frische, unverfestigte Schotter mit bis zu 60 oder 70 cm messenden, jedoch ziemlich gerundeten und teilweise dachziegelartig gelagerten Geröllen, von denen einzelne typisch geschrammt sind;

in 630 m: Molasse.

Beim Grabenaußgang des Sagelibachs sind schotterartige Ab- lagerungen nicht bloss oberhalb der Felsrinne, sondern auch in dieser selbst 10—15 m weit, 20—25 m hoch angerissen, und zwar bereits unmittelbar über der Bachsohle, die dort nur etwa 15 m über derjenigen des Hauptflusses liegt. Nebenan — unterhalb erst in einiger Entfernung — steht wieder bis an den Rand der eigentlichen Bachrinne die Molassenagelfluh an. Der Aufschluss selbst zeigt Sand und Kies mit gröberen Geröllen und kleinern Blöcken, alles etwas geschichtet mit einigen zwischengeschalteten Lehmlagen. Gerade unter der Vegetationsdecke sind diese Auf- schüttungsmassen mehr oder weniger angewittert, in den höhern Partien auch stellenweise leicht verkittet, sonst recht frisch und unverfestigt. Nach allem scheinen die Schotter in einen Einschnitt im Ausstehenden, möglicherweise in eine noch weiter nord- und südwärts sich fortsetzende Molasserrinne eingelagert zu sein. Auch im Mühlebachgraben südlich Ebnet sind gegen dessen Ausgang hin ähnliche Kies- und Geröllmassen freigelegt.

Durch die Höhenlage der obigen Diluvialbildungen und das Auftreten der erwähnten zirka 20 m hohen Felsterrassen in der Gegend der Ausmündung des Fontannentales ist das Vorhandensein eines zwischen 15 und 20 m über der gegenwärtigen Talsohle liegenden, mit den unterhalb Wolhusen vorgefundenen niedrigsten Erosionsterrassen (S. 25 ff.) übereinstimmenden, ehemaligen Tal- bodens auch im Abschnitt Entlebuch-Wolhusen wahrscheinlich ge- macht. Derselbe ist allerdings bloss in schmalen Terrassenstücken erhalten, offenbar deshalb, weil er sich zum grössten Teil in der Richtung des heutigen Laufs erstreckte, wo er zerstört wurde. Es besteht nun eine bemerkenswerte Übereinstimmung in der Über- lagerung dieses Talbodens durch eiszeitliche Bildungen. Er hat also vor der letzten Eiszeit existiert.

Im Gegensatz zur Ebnetterrasse werden die Oberflächenformen der *Terrassenlandschaft von Obermoos* allgemein von Moränen aufgebaut. Sie liegen über lehmig-tonigen Absätzen, unter welchen an den westlichen Terrassenhängen unmittelbar dem Molassesockel aufruhende grobe Flusschotter sichtbar sind. Aus diesen Tatsachen und aus dem Umstand, dass die Moränen nicht von jüngeren Diluvialbildungen überlagert werden und orographisch deutlich in die Erscheinung treten, dürfen wir auf ihr würm-eiszeitliches Alter schliessen. Was ihre Herkunft anbetrifft, so sind hiefür die Lage und Form, sowie die Gesteinszusammensetzung beweisend.

Bevor wir auf diese Verhältnisse eintreten, sollen die im Liegenden abgesetzten *Flußschotter* besprochen werden.

Aufgeschlossen bis 15 m mächtig von Unter Thurm bis gegen das Talknie bei Wolhusen, lagern diese Schotter stets annähernd in derselben Höhe, um 650 m, zirka 60—80 m über der Emme, dem Molassefels auf. Die ausgesprochene Dachziegellagerung ihrer meist gut gerundeten, bis 50 cm grossen Gerölle weist auf eine nach N gerichtete Strömung hin. Dem Gesteinsmaterial nach sind unter den Geschieben namentlich quarzreiche Flysch- und Eocänsandsteine vertreten; dazu kommen Kalke, Quarzite, Nagelfluhgerölle und Mollassesandsteine; einwandfrei alpin-kristallines Material war nicht zu ermitteln. Die starke Verwitterung der Gerölle lässt auf hohes Alter schliessen.

Gute Anrisse dieser alten Emmeschotter sehen wir an folgenden Punkten: Westlich des Gehöfts von Unter Thurm, nächst unter dem Terrassenrand und am Nordende der betreffenden Terrasse, wo der Fahrweg nach Wolhusen in den Wald hinein geht; oberhalb Hinter Emsern; bei Stampfe, am Eingang der Ortschaft Wolhusen: 3 m Schotter mit einer Deckschicht von 1,5 m Sand, alles sehr alt, grau bis rostiggelb aussehend — 80—100 m nördlich: ca. 5 m Schotter mit 0,5 m Lehm im Hangenden.

Bei den *Moränenbildungen* der Obermoos-Terrasse können wir 4—5 ost-westlich streichende Moränenwälle unterscheiden, die nach Gestaltung, Lage und Aufbau als Jungmoränen des Reussgletschers anzusprechen sind.

In Hinsicht auf die Form kommt den Wällen das übereinstimmende Merkmal zu, dass sie leicht gegen Süden ausgebogen sind, gegen Norden also eine konkave und zugleich steilere Seite aufweisen, während sie sich auf der Gegenseite teils verflachen, teils sanfter abfallen.

Der äusserste Wall, auf dem in 732 m der Ernihof steht, erstreckt sich südlich des Krachengrabens. Er hat eine Länge von 0,6 km und bricht im Westen, über der Terrasse von Unter Thurm, ziemlich unvermittelt ab. Offenbar stellt er nur den Überrest eines früher noch weiter sich fortsetzenden Wallzuges dar.

Der nächstfolgende Wallrücken, der den Weiler Obermoos trägt, ist mit 1,5 km Längserstreckung der Längste. Seine Scheitellinie ist auf der topographischen Karte von Feld Punkt 737 über Punkt 722 nach Burst Punkt 693 zu ziehen.

Der dritte Wall führt über Punkt 718 und bildet den Nordrand der Terrasse von Großstein-Egghüsli. Er überragt diese um 5—10 m. An sein westliches Ende lehnt sich bei den Gehöften von Schwanden ein kurzer rückenartiger Vorsprung an; auf dessen Westseite befindet sich der breite Einzugstrichter des Wiedenweidlibächleins. Die Bildung des Grabens hat jedenfalls zur Modellierung des Vorsprungs geführt; derselbe dürfte ein Stück eines Moränenzuges sein, der als schmales Terrassengesimse in 670 bis 680 m bei Großsteinsiten zu verfolgen ist.

Der vierte Moränenwall bei Leimen, östlich Schwanden, ist als länglich-ovaler Hügel zu erkennen, der sich auf 654 m erhebt; an seinem Westhang ist geschotterte Moräne aufgeschlossen.

Auch in den Aufschlüssen der andern Moränen, bei Ernihof, Obermoos, Gunegg und um Egg findet man überall kiesiges, geschottertes Material, wobei indes gekritzte Geschiebe nie fehlen. Wir haben es hier grösstenteils mit Schottermoräne zu tun; ihre Mächtigkeit ist sehr beträchtlich, sie mag 50—70 m betragen. Schottermoränen entstehen an Borden von Gletschern, denen viel Schmelzwasser entströmt. Sie sind aus dem vom letztern herbeigeführten Schuttmaterial aufgebaut. Auf dieser Entstehungsweise beruht ihre gewöhnlich sehr bezeichnende Ausbildung: Auf der Innenseite, wo sie an das Eis angelehnt waren, fallen sie steil ab, nach der entgegengesetzten Richtung, in der das Gletscherwasser abfloss, erscheinen sie dagegen viel sanfter abgeböscht. Diese Beschaffenheit des Querschnitts fällt in unserm Gebiet besonders bei den drei äussern Moränen auf. Sie ist nur durch die Annahme zu erklären, dass dieselben von dem durch das untere Emmental bis in die Gegend von Wolhusen vordringenden Reussgletscher aufgeschüttet worden sind.

Dafür spricht im weitern das allerdings spärliche Vorkommen von kristallinen Alpengeschieben in den Aufschlüssen der Terrasse von Obermoos: Gneise und Aaregranit. Das Zurücktreten dieser Gesteine ist darauf zurückzuführen, dass der diluviale Reussgletscher an seiner linken Flanke sehr starken Eiszufuss aus den Tälern der obwaldnerischen Schlierenberge und von der Pilatuskette her erhielt, was natürlich in der Zusammensetzung seiner äussersten westlichen Moränen zum Ausdruck kommen muss.

Zum Schluss sei noch auf die Lageverhältnisse der benachbarten Ufermoränen von Schwarzenberg oberhalb Malters hingewiesen, die schon von F. J. Kaufmann dem eiszeitlichen Reuss-

gletscher zugeschrieben worden sind (Lit. 4, S. 383 ff.). Diese schönen Wälle liegen in 700—850 m Höhe und wurden von einem 200—400 m mächtigen Gletscher abgelagert, dessen westliches Ende bei seinem Hochstand mit einem Oberflächengefälle von 10 ‰ die Gegend von Wolhusen und die Höhe von Obermoos erreichen musste. Dieser Umstand darf als letzter Beweis für die Zugehörigkeit der Obermoos-Moränen zum würm-eiszeitlichen Reuss-gletscher angesehen werden.

V. Das Gebiet der Bramegg

Die Rückenlandschaft der Bramegg, die das Haupttal nordwärts der Entlen begleitet, erhebt sich im Mittel zu 1000 m Meereshöhe; sie wird im Osten vom Fischenbachtal begrenzt, das sich nach dem Tal der Kleinen Emme bei Schachen hinabzieht. Zu den Talfurchen fällt sie vorherrschend sanft ab, nicht selten im Gehänge Terrassen aufweisend; im SW und gegen N hin sind die Hänge steiler, aber ebenfalls terrassiert. Die ganze nord-südlich gerichtete Erhebung besteht aus NO—ONO streichenden Molasseschichten, die, wie eingangs bemerkt wurde, über dem Quertal Werthenstein-Schachen eine weitgespannte Antiklinale zeigen. Im Streichen von weicheren Gesteinsbänken befindet sich die Einsattelung der Rengg (963 m), durch die die Rückenlandschaft in zwei ungleiche Teile zerfällt. Der südliche Teil ist im allgemeinen schmäler als der flache, nördliche Rücken, die Bramegg im engern Sinne; an seiner verhältnismässig steilen Westseite wird er in der Gegend von Entlebuch durch mehrere breite Bachgräben gegliedert.

Die Oberfläche der gesamten Erhebung wird von mehr oder weniger mächtigen Diluvialbildungen, von Schottern und Moränen bedeckt, die sowohl auf den obersten Rücken, wie auch in allen Höhenlagen an den Hängen erscheinen. Die erratischen Bildungen setzen sich im südlichen Abschnitt vorzüglich aus Gesteinsmaterial der Emmentaler zusammen; im nördlichen Gebiet und an den Abhängen gegen das Fischenbachtal treten auch durch kristalline, alpine Gesteinsarten gekennzeichnete Reussgletscherablagerungen auf.

1. Die Diluvialbildungen im südlichen Teil der Rückenlandschaft

Wie im vorigen Abschnitt dargelegt wurde, endete der Waldemmegletscher zur letzten Eiszeit während seines Höchststandes bedeutend unterhalb Entlebuch. Es ist wahrscheinlich, dass er zu

jener Zeit auch Moränen ablagerte, die sich östlich des Dorfes bei Lustenberg (867 m) und Lugisland (869 m) vorfinden; nach den Gefällsverhältnissen würden diese den höchsten Moränenwällen im Diluvialgebiet von Schwendi-Haslehohwald entsprechen: Moränenzug Kohlgraben (1100 m), Nachzel (975 m), Lugisland (869 m).

Jedoch dürften höher gelegene Moränenbildungen und Schotterabsätze der Rissvergletscherung zuzuweisen sein; so liegt unterhalb Punkt 1060 im Russackerwald ältere Moräne. Dagegen ist in der Quellnische des Entlebucher Dorfbaches in einem ungefähr 20 m hohen Anriss in 900 m beim Gehöft Hofweid fluvioglazialer, stellenweise verkitteter Schotter (mit geschrammten Geschieben) aufgeschlossen, der nach Aussage von Einheimischen von Geschiebelhm überlagert wird.

Von Hofweid steigt der Abhang steil gegen O bis 1035 m an, um hier im Schluchtberg in die südöstlich ausgedehnte breite Rückenform überzugehen, die in 1010—1030 m das Mettelimoos trägt; dessen Untergrund bildet zum guten Teil Grundmoräne; ebensolche trifft man auch an den sanften Hängen, die gegen das Fischenbachtal abfallen, freigelegt. Bemerkenswert ist das Vorkommen kristalliner erratischer Blöcke — worunter Aarmassivgranite — im obern Fischenbachtal bis zum Mettelimoos. Die wichtigsten dieser Blockvorkommnisse enthält die nachstehende *Übersicht*:

Quellrinne des Fischenbachs vom Schluchtberg:

In 960 m: Aarmassivischer Granit, 0,4 m.

Unterhalb Hinter Wieden:

In 950 m: Aarmassivischer Granit, 1 m.

Hauptgraben des Fischenbachs:

In 900—920 m: Zahlreiche alpine, kristalline Gesteine von verschiedener Grösse.

Die obigen Gletscherablagerungen sind jedenfalls Bildungen aus der Riss-Eiszeit. Damals muss wohl der Reussgletscher von NO, von Schachen-Schwarzenberg her, in das Tal des Fischenbachs hinauf vorstossend, bis zum Einzugsgebiet dieses Baches gelangt sein und eine Höhe von mindestens 1000 m erreicht haben.

2. Die Diluvialbildungen im nördlichen Teil der Rückenlandschaft

Wie beim Mettelimoos im südlichen Teil, so treten auch im nördlichen Abschnitt an sanfteren Böschungen „Möser“ auf, die meistens durch Grundmoräne verursacht sind. Wir sehen sie insbesondere auf der *Westseite der Bramegg*, das Bleiche-, Hentschen-, Staldig-, Obermoos, so dass man sich schon auf der topographischen Karte teilweise über die Verbreitung der Moränenbildungen des vorliegenden Gebietsabschnitts orientieren kann. Gute Aufschlüsse bieten uns die Gräben der zahlreichen Bäche, die an der Bramegg ihren Ursprung nehmen.

Die Betten der Bäche, die am Westabhang des Bergrückens nach der Terrassenlandschaft von Ebnet und Obermoos fliessen, sind reichlich mit erratischen Blöcken, die häufig 1—2 m Durchmesser halten, versehen. Während in den Gräben zwischen Entlebuch und Ebnet Erratikum der Lokalgletscher liegt, sind im Sagelibach (bis in ca. 900 m) und in den Tobeln nordwärts von diesem nicht selten alpine Gneise und charakteristische Granite aus dem Aaremassiv festzustellen, wie wir aus dem folgenden *Verzeichnis* ersehen:

Gräben des Sagelibachs, Hauptgraben:

In 680 m: Quarzsandstein, 2,8 m; in 705 m: Gneis, 1 m.

Südliche Quellrinne des Sagelibachs:

In 860 m: Serizitischer Gneis, 0,9 m, exotischer Granit, 0,9 m; in 890 m: Aarmassivgranit, 20 cm.

Nördliche Gräben aus dem Schwanderholz, Quellgraben vom Südrand des Waldes:

In 715 m: Aarmassivischer Granit, 3 m.

Quelltobel am Nordrand des Schwanderholzes:

In 715 m: Eozäner Quarzsandstein, 3,5 m.

Graben aus dem Feldwald, Seitengräblein von Unter Thurm:

In 745 m: Gequetschter Granit, wie er häufig als Erratikum am Ausgang des Kleinen Fontannentals, 1,25 m.

Sulziggraben:

In 595 m: Kieselkalk, 4 m, aarmassivischer Granit, 2,7 m; in 860 m: Aarmassivgranit, 1,2 m, exotischer Granit, 2 m.

Die oben genannten Bachläufe mit ihren Seitenrinnen sind über den Terrassenflächen von Ebnet-Obermoos fast vollständig in Moräne eingeschnitten (die manchmal stark verwittert ist), dazu an einigen Stellen in Schottermassen. Ausser typischen Moränen begegnen wir nämlich geschotterten bis kiesigen Moränenablagerungen und Schottern in verschiedener Höhenlage. Solche sind am Westabhang der Bramegg in ca. 700—780 m, auf dem Rücken selbst in ca. 880—1000 m Höhe angerissen.

Unter den tiefer gelegenen Bildungen ist in erster Linie der *Schotter des Schwanderholzwaldes* zu nennen. Dort steht in den Quellgräben des nördlichen Bachtobels Schotter in 700—750 m an, teils auf der Sohle, teils an den Grabenhängen. Er ist vorwiegend fest verkittet und zumeist gut geschichtet. Die Gerölle, von denen die grössten 30—40 cm messen, sind in der Mehrzahl zwar gerundet; indes kommen auch ziemlich eckige vor und einige wenige weisen Gletscherschrammen auf. Sie bestehen hauptsächlich aus harten Tertiärsandsteinen und Kalken; dazu kommen Quarzite und Nagelfluhrollsteine. Im Liegenden des Schotters findet sich in 700 m die anstehende Molasse. — Bei einem ca. 20 m hohen Aufschluss in 735 m im rechtsseitigen Quellgräblein des Tobels werden die dort in mit 15° gegen W einfallenden Schichten abgesetzten Schottermassen, in denen eine Bänderlehmlage eingeschaltet ist, von Grundmoräne überlagert. — Das Fehlen von kristallinen Geschieben lässt den Schluss auf eine Schotterablagerung von eiszeitlichen Lokalgewässern zu; die starke Verkittung spricht gegen würm-eiszeitliches Alter.

Diluvialschotter treten ebenfalls an zwei oder drei nahe beieinanderliegenden Stellen im benachbarten Sulzigtobel zutage. Bei dem einen Aufschluss in 765 m am rechten Grabenbord, 8—10 m über der Bachsohle, ist sowohl im Hangenden als auch im Liegenden Grundmoräne vorhanden. Möglicherweise stehen diese Schotter mit denen des Schwanderholzwaldes in Zusammenhang.

Eine recht auffallende Ausdehnung besitzen Schotter und geschotterte Moräne auf der *Höhe der Bramegg*; als zusammenhängende Decke kommen sie namentlich im nördlicheren Teil der Erhebung zwischen Staldig und Schintegg (939 m) vor; weitere Vorkommnisse sind bei der Ober Lobenalp (1009 m) anzugeben. Betrachten wir zuerst die Lagerungsverhältnisse der Diluvialbildungen an der *Staldighöhe*!

Das nördlichste Vorkommen von nagelfluhارتig verkittetem, grobem Schotter mit gekritzten Geschieben befindet sich östlich Unter Staldig, unweit P. 900, in etwa 885 m Höhe; die zirka 15 m mächtige Schotterbildung wird von sandig-lehmiger Moräne überlagert. Die Schotterbank setzt sich allem Anschein nach südwärts gegen Ober Staldig und Schintegg fort.

Am Abhang östlich Ober Staldig war im Herbst 1921 folgendes Diluvialprofil sichtbar:

3 m Verwitterungsschicht;

6 m kiesige, z. T. leicht verfestigte, Blöcke bis zu 1 m einschliessende Moräne;

6—7 m löcherige Nagelfluh;

6—7 m Absackungsmassen;

925 m zirka: Terrassengesimse im Anstehenden.

Über einer dem eben genannten Gesimse entsprechenden Terrassenfläche ragen am Gehänge zwischen den Gehöften Schintegg und Unter Kesslerhüsli in 910—920 m äusserst fest verkittete Schotter mit bis 20 und 30 cm grossen Geröllen hervor. In einer Grube sind diese im Innern unverfestigt, und es ist deutlich eine horizontale Schichtung wahrzunehmen. Am Fuss der einen Steilabfall bildenden Ablagerung strömt allenthalben viel Quellwasser hervor.

Gehen wir nun in das Gebiet des südlichen Bramegggrückens! Südwestlich der Häuser von *Ober Lobenalp* zeigen zwei Aufschlüsse, der eine von 30 m Höhe in 955 m und der andere in 980 m, sehr kompakte, hin und wieder etwas verkittete, sandige Schottermoräne mit über metergrossen Blöcken. Unfern, in der Nähe der Ansiedelung, kommt am bewaldeten westlichen Abhang eine 15 m mächtige Schotterlage zum Vorschein, eingeschaltet zwischen Moränen. Ich habe an dem betreffenden Hange das folgende Profil aufgezeichnet:

1000 m zirka: Kante des Hangs;

5—6 m lehmiger Boden, aus dem erratische Blöcke herausragen;

7—8 m lehmig-sandige Grundmoräne;

4 m unruhig geschichtete Schotter, aussen lückig verkittet und angebräunt, im Innern fest gepresst; Geschiebe haselnuss- bis eigrösse, herrschend gerundet, teilweise aber auch eckig-kantig, einzelne mit Kritzen (zirka 2 m in die Schottermassen eingreifende, frisch angelegte Griengrube);

10 m verkitte Schotter, öfter mit gröberen, im Maximum 60 bis 70 cm messenden Blöcken (Runse am Abhang);
2—3 m geschlemmter, fein geschichteter Sand mit Geröllein-schlüssen;
1 m Grundmoräne;
4 m Vegetation;
1 m lehmige Moräne;
10 m nasse Schutthalde;
950—955 m zirka: Molasse.

Der Geschiebebestand ist in allen Horizonten annähernd der-selbe; die Komponenten sind Flysch-, Eozän- und Molassesand-steine, wie sie anstehend in den Bergen des Entlebuchs, helle und dunkle Kalke, Quarzite, Nagelfluhrollsteine.

Allgemein erweisen sich die hochgelegenen Schotter nach ihrem Gehalt an gekritzten Geschieben, durch das eckige Material, bei Lobenalp überdies durch die enge Verknüpfung mit der liegenden Grundmoräne, als fluvioglaciale Bildungen.

Neben diesen beobachtete ich noch Moränenablagerungen an folgenden Orten:

Ein 7—8 m hoher Aufschluss, in 995 m Höhe oberhalb *Schmidsboden*, erschliesst feste, sandig-lehmige, oben 2 m tief stark zersetzte Moräne mit einem Wechsel von Sandlagen, deren unterste, zirka 1 m mächtige, schief nach N und O einfällt. Die Moräne enthält zahlreiche Eozän- und Flyschsandsteinblöcke. Diese Gesteinsarten mögen unter dem Geschiebematerial am stärksten vertreten sein, das im übrigen ungefähr dem bei Lobenalp entspricht.

Es kann hier angefügt werden, dass an den *östlichen Hängen der Bramegg* bis an den Fischenbach hinab Moränenbildungen angelagert sind, die wie östlich des Schluchtberges die Felsober-fläche grösstenteils verhüllen, an den Abrissen in den Bachgräben meist ausgesprochene Grundmoräne. Auch hier fand sich alpin-kristallines Material, so bei Schneiderhüsli in 890 m ein gröserer Gneisblock.

Die Lageverhältnisse und Zusammensetzung der angeführten Diluvialbildungen der Bramegg veranlassen uns, dieselben in der Hauptsache als Ablagerungen der Riss-Eiszeit anzusehen. Das Vorherrschende lokale Erratikums erklärt sich durch die Nähe der stark gestauten grossen Lokalgletscher.

C. Die Abschnitte links vom Haupttal.

Allgemeines.

Auf der linken Seite des Haupttals lassen sich nach der allgemeinen Lage und der Einzelgliederung vier Abschnitte unterscheiden.

Ein südlicher Abschnitt wird gebildet durch den östlichen Abhang eines SW—NO streichenden firstartigen Rückens, der sich von 1174 m Höhe in sanfter Wellenlinie allmählich bis auf 940 m senkt und dann auf 855 m zu der Einsattelung von *Habschwanden* absinkt. Die relativ schmale, geradlinig sich hinziehende Erhebung, deren Nordwesthang bald steiler, bald terrassenförmig zum Engtal der Grossen Fontannen abfällt, ist ein Isoklinalkamm und besteht aus NW fallenden Nagelfluh- und Sandsteinbänken, wobei die Schichtköpfe am südöstlichen Hang öfters in schroff abbrechenden Felsbändern sichtbar sind. Im SW beginnt dieser Isoklinalkamm, die Egg, beim Bockerengraben, der entgegen dem Schichtfallen in nord-südlicher Richtung eingeschnitten ist und dessen Bach in die Weissemme fliesst.

Der zweite Abschnitt liegt in der Fortsetzung der Egg und reicht bis zum tiefen Einschnitt des Fontannentalausgangs, nördlich *Doppleschwand*; als 950 m hoher Rücken von unregelmässiger Gestaltung verläuft er in süd-nördlicher Richtung; mehrere, meist enge Bachtobel sind in seine Flanken nur wenig eingelassen.

Eine stärkere Gliederung durch grössere Bachtäler zeichnet den dritten Abschnitt aus, der sich von der Mündung der Fontannen bis westlich *Wolhusen* hinzieht. Es liegt hier eine reichlich zertalte Rückenlandschaft vor, deren Erhebungen in 800 bis 950 m Meereshöhe aufragen.

Ein vierter Abschnitt ergibt sich im Gebiet zwischen Wolhusen und Schachen, wo besonders ältere gegen N gerichtete Talzüge von Wichtigkeit sind.

I. Der südliche Abschnitt.

Dieser Abschnitt ist in seiner Gesamtheit wenig gegliedert. Er weist jedoch im südwestlichen Gebiet an dem im obern Teil steil, nach unten sanfter gegen das Haupttal abfallenden Gehänge einige besser ausgebildete, längere Bachgräben auf, und zwischen den Bacheinschnitten springt das Gelände an verschiedenen Orten

terrassenförmig vor; vielfach ist daselbst auch diluvialer Gletscherschutt nachzuweisen.

Betrachten wir vorerst die in bedeutender Höhe über dem Haupttal vorkommenden Terrassen; von den tiefen Talterrassen ist früher die Rede gewesen.

1. Die Terrassen

Von diesen zeigt zwar keine die Ausmasse der Haslehohwald-Terrasse auf der rechten Talseite; doch, meist gut entwickelt, sind sie auch auf der Karte deutlich zu erkennen. Sie treten z. T. in nahezu gleicher Höhe nebeneinander auf, so dass sich ein offenbar zusammengehörendes Niveau feststellen lässt.

Eine erste sehen wir in 910 m westlich neben dem Blapbach-tobel, Unterberg-Port (Länge 800 m, Breite 220 m). Talauswärts folgen gegenüber dem Ausgang des Waldemmequertals zu beiden Seiten des Bachtalengrabens, rechts die Willischwand-Terrasse in zirka 865 m, links die gegen das Hintergehänge etwas eingesenkte Fläche von Lindenbühl in zirka 860 m; beide Terrassenflächen befinden sich 140 m über der Talsohle. In einem Abstand von 1 km findet sich in 866 m die weiter zurückliegende Terrasse von Ober-Rohrberg. Eine nächstfolgende, mit den Häusern von Bodnig, erscheint allseitig abgeböscht, hat aber ungefähr dieselbe mittlere Höhe wie die vorige; am Rand ist sie eigentlich, 7—8 m hoch rippenförmig aufgewölbt; sie wird von einem Schuttkegel überdeckt. Mit ihr hängt der Terrassenvorsprung von Voglisberg (865 m) fast zusammen. In der Höhenlage entspricht den genannten Terrassen auch ein kleiner terrassenartiger Gehängevorsprung im Grabenwald westlich Hasle, auf der Siegfriedkarte fixiert durch Punkt 863.

Beträchtlich tiefer liegt nordöstlich Voglisberg der leicht rückenförmig gewölbte Terrassenvorsprung von Obrischwand in 810 m.

Die angeführten Terrassen sind aus anstehender Molasse aufgebaut; gewöhnlich erscheint an der Kante mehr oder weniger mächtige Nagelfluh, die bergwärts von Sandstein- und Mergelschichten überlagert und unterteuft wird. Dazu kommt, dass die Mehrzahl dieser Felsterrassen am Rande höher ist als bergeinwärts; möglicherweise haben wir es nur mit Denudationsformen zu tun, wenn auch nicht ausgeschlossen ist, dass namentlich die breiteren Terrassenflächen Reste eines alten Talbodens sind.

2. *Die Moränen* ·

Solchen begegnen wir entlang der ganzen Talseite, von ihrem Fuss bis zu bestimmten Höhen am Gehänge hinauf; sie erscheinen allerdings nicht eigentlich wallförmig oder in Moränenzügen angehäuft.

Die Moränen sind in den Bachgräben an vielen Stellen ausgezeichnet aufgeschlossen, nicht selten von 10—20 m, selbst bis 30 m Mächtigkeit: Meistens handelt es sich um vollkommen frische, sehr lehmige Grundmoräne, in der öfters grössere Blöcke von 1 bis 2 m, manchmal sogar von mehreren Metern Durchmesser stecken. Das Geschiebematerial, eckig-scharfkantig bis gerundet und in Menge geschrammt, besteht hauptsächlich aus hellen, späten und dunklen kieseligen Kalken, gelblichbraun anwitterndem eozänem Quarzsandstein und Nagelfluhrollsteinen; ferner sind vertreten: Gesteinsarten des Flysch, u. a. auch der buntsprengliche Schlieren-sandstein, hin und wieder Geschiebe aus Nummuliten- und Leimern-kalk, im Blapbachgraben auch rote, couches-rougesartige Kalke.

Mächtige Moräne ist in den *Bachtobeln westlich Schüpfheim* freigelegt, am Blapbach, Bachtalen- und Obstaldenbach bis in 930 m. Nach der nassen, zu Schlipfbildung geneigten Gelände-beschaffenheit zu urteilen, reichen diese Moränenabsätze aber bis in ungefähr 970—980 m, was auch erratische Blöcke in der be-treffenden Höhe andeuten. Sie erfüllen so die Depressionen zwischen den Bergvorsprüngen der Reherzenegg oberhalb Unterberg bis zur Anhöhe Punkt 929 bei Lindenbühl vollständig, sumpfige Terrassen bildend. Von Rinnen an der höheren Bergflanke ausgehend, legen sich dann kleine alluviale Bachschuttkegel über das Diluvium, und die tatsächliche höchste Moränengrenze ist hier durch diese ver-deckt.

Im Bockerentälchen und im benachbarten Schwandgraben kommt zusammenhängende Moräne taleinwärts bis zu 920 m vor; doch trifft man im erstgenannten Tälchen einzelne Spuren von Erratikum am Bachlauf bis in zirka 950 m an. Auch im Tobel des Schwandbachs ist mir noch in 980 m Höhe ein gegen meter-langer kristalliner Block bekannt, der indes, stark gerundet, viel-elleicht der Molassenagelfluh des Einzugsgebiets entstammt.¹

¹ Dagegen sind einige bis 1,3 m grosse, eckige Quarzsandsteinblöcke im nahen, bei der Ortschaft Escholzmatt ausmündenden Lompachtälchen, in 950—1020 m auf der Sohle und am Hang einer Seitenrinne bei Unterbödeli,

Nordwärts Schüpfheim ist die obere Moränengrenze nach alpinen Blockvorkommnissen oberhalb der Rohrberg-Terrasse in 950 m anzugeben, bei Obrischwand in 900 m. Gegenüber Hasle sind in kleinen Tobeln Moränenbildung bis in 840 m zu verfolgen; in dem nach Norden anschliessenden Abschnitt gehen Moränen allerdings höher hinauf.

Alle die erwähnten Diluvialvorkommnisse stimmen nach ihrer Zusammensetzung und Höhenlage gut mit den Jungmoränen des Waldemmegletschers an der gegenüberliegenden Talseite überein, so dass wir nicht zögern, sie mit diesen in Verbindung zu bringen. Zwei kleinere Blöcke von Alpengranit im Tobel von Brückmätteli (nordwestlich Hasle) stammen wohl aus der Riss-Eiszeit.

II. Abschnitt Entlebuch-Doppleschwand

Bodengestaltung. Der Isoklinalkamm der Egg, der bis Habenschwanden sich stark verschmälert, geht von hier an in einen nach N gerichteten, etwas breiteren und bis 950 m ansteigenden Rücken über, der am Einschnitt der vereinigten Fontannen aber in ausgesprochener Zuspitzung endet.

Im vorliegenden Gebietsabschnitt sind besonders zwei morphologische Erscheinungen zu beachten:

Die erste zeigt sich in den Böschungsverhältnissen der Hänge. Vom wellenförmig gestalteten Kamm des wasserscheidenden Rückens fallen nämlich die östlichen wie die westlichen Hänge erst verhältnismässig sanft bis auf 780 und 700 m, dann aber sehr steil 100 bis 150 m in die Tiefe der Flusstäler der Kleinen Emme und der Grossen Fontannen ab. Es tritt in der Regel ein ausgeprägter Gehängeknick auf, so am Osthang in 720—780 m. Derselbe setzt ziemlich gleichmässig über verschiedenartige Molasseschichten hinweg, eine Talsache, die morphologisch bedeutsam ist. Die vom zum Teil bewaldeten Kamm herunterführenden Bäche besitzen alle, ohne Ausnahme, ein sehr grosses Gefälle im Unterlauf; die in den Steilabfall eingegrabenen Bachläufe sind noch durchaus unausgeglichen. Es besteht kein Zweifel, dass die Täler der Fontannen und der Emme in ein weites, älteres Tal eingeschnitten sind, dessen Sohle

sicher erratisch. Dies gilt auch für einen über meterlangen exotischen Granit im Mauerwerk des Hauses von Oberbödeli (1155 m); ein ebensolcher Block soll nach Aussagen Einheimischer in noch höherer Lage, nördlich Hochilmibödeli, Punkt 1222, gesprengt worden sein.

120—150 m über der heutigen gelegen haben mag. Gemäss der geschilderten Bodengestaltung finden wir auf den sanfteren Gehängen zahlreiche Einzelhöfe und Weiler, so unter anderem westlich Entlebuch die Höfe von Kriesbaumen, Bühl, Oberhäusern, mehr nördlich die Gehöfte von Im Graben und Weghaus.

Eine zweite Eigentümlichkeit unseres Abschnitts sehen wir in der Gegend von Doppleschwand, wo in der Umgebung des Dorfes die Rückenlandschaft eigenartig verflacht ist. Es handelt sich nicht bloss um eine terrassenartige Verbreiterung des östlichen Abhangs, sondern um eine quer durch den Berggrücken eingeschnittene breite Einsattelung; bei dieser senkt sich der Bergkamm von 900 m auf 728 m und steigt darauf am Nordende in dem länglichen Buckel des Kapfenberges wieder zu 791 m an, um sodann mit grosser Steilheit zur Fontannen abzubrechen.

Die auffällige Breite und die ausgedehnte Verflachung im Bereich der Einsattelung sprechen dafür, dass wir es hier mit dem Stück eines älteren Tales der Grossen Fontannen bei ihrer Einmündung in die Emme zu tun haben: Anstehender Fels erscheint auf der Fontannenseite teils in 700 m, teils erst in 660 m, auf der Ostseite noch etwas tiefer, während der höhere Teil der Einsattelung, wie im folgenden ausgeführt wird, sich aus *Diluvium* aufbaut.

Wir betrachten zunächst einige Moränenvorkommen südlich Doppleschwand. Um Kriesbaumen und Oberhäusern konnte ich solche in kleinen Bachrinnen und künstlichen Abzugsgräben bis in 850 und 870 m verfolgen. Weiter nordwärts, im Tobel von Im Graben, ist Moräne nur mehr bis 830 m aufgeschlossen; dagegen wurden oberhalb bei Eggberg bei Feldarbeiten einzelne erratische Blöcke selbst in 880 m ausgegraben. Das Geschiebematerial ist den Gesteinsarten nach im grossen und ganzen dasselbe, wie wir es in den Gletscherablagerungen zwischen Schüpfheim und Entlebuch angetroffen haben. Stellenweise ausserordentlich reichlich vertreten sind Nagelfluhrollsteine (Aufschlüsse im Bach unterhalb Im Graben!); aufgefallen sind mir ferner gelegentlich Blöcke von Habkerngranit.

Der nach W schön ausgebogene Rücken, auf dem das Dorf Doppleschwand, sowie die Häuser von Mittler Fuhren und Spittel stehen, erweist sich nach Lage, Form und Zusammensetzung als Endmoränenwall. Im Herbst 1921 war an seinem Westabfall in 730 m geschottertes Material aufgeschlossen: Die schief hangab-

wärts geschichteten, teilweise verkitteten Kieslagen lassen auf Deltabildung in einem Stausee, der sich im Tal der Fontannen befand, schliessen. Weiter abwärts am Hang, in zirka 655 m unterhalb Fuhren, sind auch Bändertone, überlagert von Grundmoräne, festzustellen.

Innerhalb des Moränenwalls, in der vom Krebsbach entwässerten Depression, ist, wie die nasse Beschaffenheit des Geländes und Anrisse im Bachgraben verraten, Grundmoräne ausgebreitet. Der süd-nördlich gerichtete, längliche Hügel auf der Ostseite der Einmuldung, auf dem sich in 700 m das Gehöft Grund befindet, scheint wieder ein Stück einer Moräne zu sein.

Dass die besprochenen Moränen nicht die ältesten Quartärbildungen der Gegend darstellen, geht aus folgenden Beobachtungen hervor: Etwa 200 m nördlich der Stelle, an der der Krebsbach über die Talwand des Emmetals hinabstürzt, besteht eine zirka 50 m breite Lücke am Felshang, die mit Quartär aufgefüllt ist. Dort verzeichnete ich nachstehendes Profil:

In 704—690 m (bei Kellen): Kies und Moräne;

um 690 m: 2 m geröllfreier Lehm;

3—4 m sandig-kiesige Aufschüttung mit voralpinem Gesteinsmaterial und einzelnen Geschieben, die verwaschene Gletscherkratze aufweisen,

2—3 m lehmige Moräne;

um 650 m: 2—3 m Grundmoräne;

4—5 m sandige, stellenweise lehmige und gebänderte Bildungen;

4 m kein Aufschluss;

4—5 m lockere Schotter, die Gerölle zumeist oder ausschliesslich aus der miozänen Nagelfluh stammend;

8 m kein Aufschluss;

3—4 m mächtige Bank verkitteter Gerölle, vorherrschend solche der bunten Nagelfluh;

in zirka 620 m: Molassenagelfluh, an beiden Seiten der Lücke sichtbar;

um 600 m: Talsohle.

Diese Lagerungsverhältnisse beweisen die Existenz eines seitlichen Taleinschnittes in der Gegend von Doppleschwand, der vor der Ablagerung der hangenden Moränen bestand. Da auch auf der Westseite der breiten Einsattelung das Diluvium bis auf zirka 600 m hinabgeht, so dürfen wir auf einen schmalen Fontannenlauf schliessen,

der 40—50 m in die erstere eingeschnitten, die Richtung Fuhren-Kellen genommen hatte, aber während des Eiszeitalters verschüttet wurde. Insbesondere war dies in der letzten Eiszeit der Fall, in der sehr wahrscheinlich die Ablagerung der Moränen von Doppleschwand stattfand.

Hier haben wir offenbar die Endmoräne des Hauptarms des würm-eiszeitlichen Waldemmegletschers vor uns. Dafür sprechen ausser dem Gesteinsmaterial auch die Gefällsverhältnisse der südlich Doppleschwand vorkommenden Moränen: Die obere Moränengrenze steigt von S nach N ab (Kriesbaumen-Oberhüsern 870—880m, Im Graben 830—840 m, Wall Doppleschwand 760—730 m). Von den höchsten Moränenvorkommnissen gegenüber Entlebuch bis zu der Doppleschwand-Moräne beträgt nun das Gefälle 35—38 ‰. Ähnliche Gefällswerte haben wir aber für die obersten Moränenzüge der Gegend von Schwendi-Haslehohwald berechnet, 32—35 ‰. Danach könnte die Moräne von Doppleschwand zu gleicher Zeit wie die höchstliegenden Jungmoränenzüge über der Haslehohwald-Terrasse abgelagert worden sein (vergl. Fig. 7, S. 85).

III. Der Abschnitt von der Fontannen-Mündung bis Wolhusen

Dieser Abschnitt zeigt mit dem mittleren insofern eine gewisse Übereinstimmung, als wieder von den 800—900 m aufragenden Rücken die Landschaft erst sanfter, meist terrassenartig, bis auf etwa 700—750 m, alsdann sehr steil in die Täler abfällt.

Dagegen weist dieses Gebiet, wie schon einleitend hervorgehoben, eine sehr starke Gliederung des Geländes auf, die vornehmlich dadurch veranlasst ist, dass die Bachgräben viel kräftiger eingeschnitten — wiewohl Stufen nicht fehlen, — ferner z. T. besser verästelt sind als in den andern Abschnitten; sodann bemerken wir auch gut ausgebildete Einzugstrichter. Am besten entwickelt sind diese Verhältnisse bei den Einschnitten des Stampfegrabens und des Badtobel, die oberhalb Wolhusen in das Tal der Emme einmünden. Bis zur Mündung der Fontannen folgen auf das Badtobel zwischen Balmgut und Brach noch drei kleinere Bach-einschnitte, deren Gewässer ihren Ursprung am „Weid“-Rücken nehmen. Von diesem weg fliessen drei andere Bäche in tiefen Tobeln südwärts in die Fontannen; in ihrem Bereich liegen hoch über dem Talgrund die Höfe Hirzmatt, Schultenberg, Schultenbergli, Neumatt und Zippenrüti.

Die eben genannten Gehöfte, ebenso die von Brach und Balmgut, befinden sich in 700—760 m Höhe auf mehr oder weniger breiten Terrassen, deren Hintergehänge mit mässiger Steilheit zum „Weid“-Rücken hinaufführt. Nun baut sich der letztere zum guten Teil aus Glazialablagerungen auf; diese sind demnach breiteren Rückenflächen aufgesetzt; denken wir uns die zwischenliegenden Tobel und Trichter ausgefüllt, so erhalten wir eine ausgedehnte Hochfläche, die sich über die mit 5—8° NW fallenden verschiedenen Schichten der Molasse fortsetzt. Diese Erscheinungen, sowie der in 700—750 m auftretende Gehängeknick sprechen für eine frühere Abtragungsfläche, in die die heutigen Täler und Gräben eingetieft sind. — Vom „Weid“-Rücken gelangt man in nordwestlicher Richtung ansteigend zu dem in 840 m gelegenen Weiler Steinhusen; dort nehmen die Quellbäche des Badtobels ihren Anfang in schönen, halbkreisförmigen Nischen.

Wie bereits angedeutet, sind in der besprochenen Landschaft ansehnliche Diluvialablagerungen vorhanden, Moränen, Schotter und erratische Blöcke. Unter den letztern zählen wir nicht wenige, die dem Erratikum des Reussgletschers sowohl, wie dem der Lokal-gletscher des Entlebuchs fremd sind und von andern Gletschern hergeleitet werden müssen, die in der *Riss-Eiszeit* diese Gegenden betreten haben. Aber auch die übrigen Diluvialbildungen scheinen vorwiegend der vorletzten Eiszeit anzugehören.

Zu diesen Schlüssen gelangen wir gestützt auf die folgenden Beobachtungen, die wir mit dem „Weid“-Rücken beginnen; denn in diesem liegt der mächtigste Moränen- und Schotterkomplex der ganzen Gegend vor.

Zu oberst an dem Rücken beobachtet man in 780—820 m an den Wegrändern und an kleineren Kahlrissen lehmige Moräne; hin und wieder entdecken wir Brocken und Gerölle von alpinem Gneis.

An der Ostseite des Rückens liegt in ca. 780 m am Strässchen, das von Steinhusen ins Tal hinabführt, eine grössere, aber nur wenig benützte Kiesgrube. Man konstatiert in derselben vom Hangenden zum Liegenden:

1—2 m geschotterte Moräne mit einzelnen gekritzten Geschieben; 3—4 m Schotter, zu oberst (ca. 1,5 m hoch) etwas verfestigt; die

Geschiebe, nicht mehr als 30—40 cm Durchmesser haltend im Maximum, sind durchschnittlich gerundet, wenn auch eckig-kantige keine Seltenheit;

2—3 m Schotter wie oben, indes äusserst fest calcitisch verkittet.

Die Schottermassen sind wechselnd geschichtet: die Lagen fallen in nördlicher, westlicher und östlicher Richtung ein. Die Hauptmasse des Geröllmaterials machen in allen Horizonten Kalke, harte Sandsteine und Gerölle der bunten Nagelfluh aus.

Auf der Westseite des „Weid“-Rückens zeigt eine Grube in einem kleinen Waldstreifen unterhalb P. 819, in ungefähr gleicher Höhe wie die obige, im Hangenden 5 m teilweise gebänderten Glaciallehm mit einzelnen gekritzten Geschieben, darunter 5 m Kies mit Sandlinsen und -Lagen, ziemlich horizontal geschichtet, gegen das Hangende durch verfestigte Sandstreifen abgeschlossen. Der Geröllbestand der Schotter ist im grossen und ganzen der nämliche wie bei den zuvor geschilderten auf der Gegenseite der Anhöhe.

Eine Sonderstellung nimmt ein zirka 10 m hoher Schotteraufschluss am südlichen Abfall des Rückens, in 760 m bei Schultenbergli, dessen Gerölle gerundete Rollsteine der bunten Nagelfluh mit den bekannten Eindrücken sind, ein. Die losen Schotter werden anscheinend von lehmiger Moräne überlagert.

Unterhalb Weid ist bis an den Rand der Talhänge wie am obersten Rücken an den Aufschlüssen vorzüglich Moräne entblössst, meistenteils lehmige, zu Rutschungen neigende Grundmoräne (örtlich Bänderlehm), in der Gegend von Hirzmatt und nordwärts bis Brach um 740—760 m indes auch Schottermoräne. Hier und dort stösst man auf kristallines Geschiebe- und Blockmaterial; so bemerkte ich u. a. mehrfach aarmassivische Granite (Schultenberg, Brach). Die Verbreitung zentralmassivischer Geschiebe unter den Moränenbildungen des in Rede stehenden Gebiets beweist, dass dieselben nicht von Lokalgletschern herstammen; sicher ist auch, dass sie bei ihrer Lage zum grössten Teil rissesiszeitlichen Alters sind.

Fast übereinstimmend finden wir am höheren „Weid“-Rücken Moräne über geschotterten Ablagerungen, z. T. mit Übergusschichtung; es handelt sich um Schotter, die beim Vorstoss des die Moränen absetzenden Gletschers aufgeschüttet worden sind. Im Gegensatz zu diesen hochgelegenen „liegenden Schottern“ sind andere Geröllmassen in tieferer Lage, um 680—720 m, im Bereich des grossen Gehängeknickes aufgeschlossen, so beispielsweise im Tobeleinschnitt nordöstlich Brach, ähnliche bei Hirzmatt.

Am linksseitigen Hang des *Brachtobels* sehen wir um 680 bis 700 m im allgemeinen nur fest gepresste oder höchstens schwach verkittete, schotterartige Massen von ältlichem Habitus 50—60 m

weit jähe Abstürze bilden. Schichtung ist gut ausgeprägt; man nimmt schwaches Einfallen in WNW-Richtung wahr. Die Zusammensetzung des Materialbestandes gleicht derjenigen des Schotteraufschlusses bei Schultenbergl, nur dass hier in den Geröllmassen gegen metergrosse, eckige Brocken von Molassesandstein und Mergeln eingeschlossen sind.

In entsprechender Höhenlage ragt auf der andern Seite des Tobeleinschnitts eine ca. 5—6 m mächtige, aus dem nämlichen Material aufgebaute Bank von lückiger Nagelfluh hervor. Neben anderweitigen gröbren Blöcken sieht man mitten in feinerem Geröllmaterial einen bis 50 cm messenden Habkerngranit.

Bedeutende Quartärbildungen, Moränen und Schotter, sind auch im nördlichen Teil der Rückenlandschaft, auf den Höhen um *Guggernell* vorhanden.

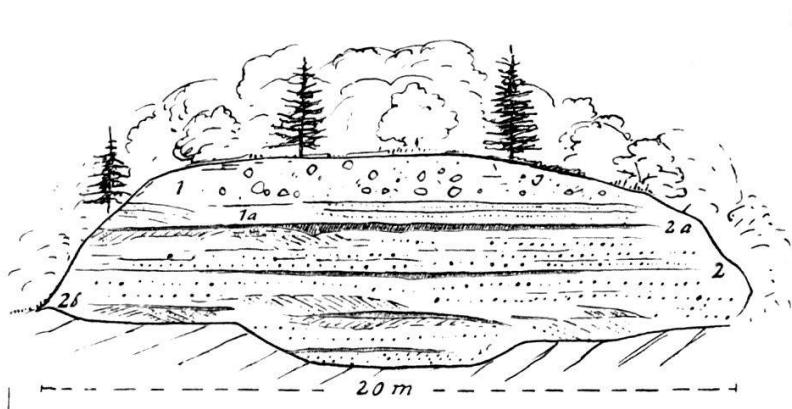


Fig. 3. Aufschluss bei Guggernell.

Ein schönes Diluvialprofil zeigt sich in einer kürzlich geöffneten Grube in 745 m am Strässchen westlich des Gehöfts von Hinter-Guggernell (vergl. Fig. 3). Es sind in dieser vom Hangenden zum Liegenden festzustellen:

2—3 m lehmige Moräne (1),

1—1,5 m lockerer, feiner Sand, teils wagrecht, teils schief geschichtet (1a);

5 m kompakte, stellenweise verkittete Schotter, mit meist gerundeten und kantigen, teilweise auffällig in NNW-Richtung aufstehenden Geröllen, worunter einzelne mit verwaschenen Schrammen (2).

Die Schotterbildung ist durch 5—30 cm dicke Streifen von gebändertem Glaziallehm (2b) in vier Lagen geteilt und gegen die hangenden Ablagerungen durch eine calcitisch verfestigte

Geröllrinde (2 a) abgeschlossen. — Bei Moränen und Schottern ist der Materialbestand annähernd gleich zusammengesetzt: vorherrschend sind Kalke, unter denen dunkle, kieselige überwiegen; dazu kommen viel Flyschsandsteinmaterial, ferner Rollsteine der bunten Nagelfluh und einzelne Stücke alpinen Gneises. — Im Liegenden steht am Abhang gegen das Wiggernatal die Molasse an.

Am Fussweg, der zwischen Hinter Guggernell und dem Gummihubel nach Unter Guggernell hinabführt, ist in 680 oder 690 m eine kleine Grube 4—5 m tief in den Abhang eingehöhl. Es erschliesst dieselbe eine unverfestigte Kiesbildung von altem Aussehen, ohne eigentliche Schichtung, jedoch mit gegen meterlangen Linsen von Sand und feinerem Geröll. Die Gerölle sind, soweit ich beurteilen konnte, beinahe oder überhaupt ausnahmslos Rollsteine der tertiären Nagelfluh. Man wird ganz an die schotterartigen Massen im Tobeleinschnitt bei Brach erinnert. Einige Meter unterhalb der Kiesgrube ist am Wegrand die anstehende Molassenagelfluh angeschnitten.

In unserm Gebiet finden sich also um 680—720 m an mehreren Stellen schotterartige Bildungen mit dem Material der lokalen Gewässer, darüber, d. h. in grösserer Höhe, fluvioglaziale Schotter und über allem Moräne. In diesen Bildungen und Verhältnissen spiegelt sich offenbar die allmähliche Verschotterung der Täler beim Beginn der Rissvergletscherung wieder.

Von Bedeutung für die Feststellung der Gletschergrenzen der Riss-Eiszeit sind die zahlreichen *Findlinge*, die sich auf den Sohlen verschiedener Bachgräben unseres Gebietes und in den benachbarten Fontannentälern vorfinden.

Verzeichnis erratischer Blöcke

a) Vorkommnisse in den Tobeln von der Mündung der Fontannen bis Wolhusen.

Badtobel, Hauptgraben:

1. In 595 m: Alpiner Granit, wie im Gräblein von Brückmätteli (S. 56), 1 m.

Quellgraben rechts:

2. In 650 m: Gneis, 90 cm.

Stampfegraben, Hauptgraben:

3. In 580 m: Gneis, 1,15 m.
4. „ 660—670 m: Grosse Zahl erratischer Blöcke, u. a. typische Aarmassivgranite.
5. „ 680 m: Granitartiges Gestein, wahrscheinlich exotische Breccie, 80 cm.

Quellgraben von Pilgerweid:

6. In 690—710 m: Gabbro, stark eckig, 70 cm, granitartige, hornblendereiche Silikatgesteine, 1,8 und 1 m, gequetschter Granit, 90 cm, Gneise, bis 2,1 m.

b) Vorkommnisse im Fontannenengebiet.

Vereinigte Fontannen, Haupttal:

7. In 610 m: Aarmassivischer Granit, ca. 100 m westlich Burgmatt, rechts über der Flussrinne, 1,6 m.

Seitentobel von Hirzmatt:

8. In 685 m: Diorit, kleiner Block.
9. „ 660—690 m: Zahlreiche Erratiker, darunter kristalline.

Grosse Fontannen (Schüpfefontannen), Haupttal:

10. In 605 m: Eozäner Quarzsandstein, mit Fossilien, 1,7 m.
11. „ 665 m: Quarzsandstein, mit Fossilien, am rechten Flussufer gegenüber Haus Stampf, 2,5 m.
12. „ 670—685 m: Exotische Granite, mindestens ein Dutzend grössere Blöcke, helle und dunkle Varietäten, auch ein basischer, u. a. von 2,1 m, Gabbro, eckig-kantengerundet, 80 cm, quarzreiche Sandsteine u. a. von 2,1 m, Kalke in grosser Zahl und von verschiedenen Dimensionen.
13. „ 720 m: Exotischer Granit mit lamprophyrischen Butzen, 1,1 m.
14. „ 730 m: Granitartiges Gestein, vermutlich Varietät von exotischem Granit, 1,9 m.
15. „ 750 m: Quarzit, ca. 70 m oberhalb der Strassenbrücke, 3,6 m.

Seitengraben des Rechenlochbachs (Romoos):

16. Um 670 m: Aarmassivische Granite, 2 grössere Blöcke (nach H. Mollet, l. c., p. 56).

Seitengraben des Goldbachs:

17. In 790 m: Quarzit, eckig-kantengerundet, 1,8 m.
18. „ 845 m: Quarzreicher Sandstein, flieschartig, 1,35 m.
19. „ 890 m: Habkerngranitartiges Gestein mit porphyrischen Einsprenglingen, gerundet, 1,35 m.

Seitengraben von Düggbödeli:

20. In 940 m: Exotischer Granit, eckig, 1,4 m.
21. „ 975 m: Exotischer Granit, gerundet, 1,4 m.¹
22. „ 940—980 m: Quarzreiche, flieschartige Sandsteine, um metergross.

Kleine Fontannen, Haupttal:

23. In 625 m: Gequetschter Granit, 1,6 m.
24. „ 630 m: Granitartige, hornblendereiche Silikatgesteine, u. a. von 1,5 m.
25. „ 635 m: Granitartiges Gestein, aber wahrscheinlich exotische Breccie, jetzt in einen Flussdamm eingemauert (Widacker), 1 m.
26. „ 880 m: Quarzit, weiss, 1 m.
27. „ 1025 m: Heller, grauer Kalk, 1,4 m.

Seitengraben von Steinhusen-Neumättli:

28. Um 650 m: Granitartiges hornblendreiches Silikatgestein, 1 m, gequetschter Granit, grösserer Block.
29. Um 710 m: Aplitartiges Silikatgestein (Gneis), 1,8 m.

Seitengraben des Flühbachs (Korbgaben):

30. In 710—730 m: Quarzite, gerundet (Nagelfluhgerölle?), 1—1,2 m.
31. „ 785 m: Serpentinschiefer, 1,5 m.
32. „ 800 m: Breccie wie graues Valorsinekonglomerat, 1,5 m.

Graben des Krachenbachs:

33. „ 775 m: Exotischer Granit, 1,9 m.
34. „ 785 m: Habkerngranitartiges Gestein mit porphyrischen Einsprenglingen, 2 m.
35. „ 795 m: Quarzit, 1,3 m.
36. „ 800 m: Granitähnliches Gestein, wahrscheinlich exotische Breccie, 1 m.
37. „ 810 m: Quarzit, 1,6 m.

¹ Bis in zirka 1050 m liegen erratische Habkerngranite im benachbarten Trubgebiet (gefl. mündl. Mitteilg. von Dr. E. Bärtschi).

38. In 825 m: Habkerngranitartiges Gestein mit porphyrischen Einsprenglingen, 3,4 m.
39. „ 1035 m: Quarzit (Nagelfluhgeröll ?), 80 cm.

Unter den aufgeführten Blöcken fallen Gesteinsarten auf, die Leitgesteine des diluvialen Rhonegletschers sind. Zu diesen gehören der Gabbro im Stampfegraben (6), nebst einigen weitern, kleinern Gabbroblöcken ebendort, derjenige in der Gr. Fontannen (12), der Serpentinschiefer (31) im Flühbach, der, wie die Untersuchung eines Dünnschliffs ergeben hat, aus Gabbrogestein entstanden ist; ferner der Diorit im Gräblein von Hirzmatt (8) und der Block aus Breccie wie Valorsinekonglomerat (32) im Korbgraben (Flühbach). An erratische Gesteinsarten des Rhonegebiets erinnern ebenfalls der Gneis in 650 m im Badtobel (2), wie die im Stampfegraben, Tobel von Steinhusen-Neumättli und am Ausgang des Tals der Kl. Fontannen nebeneinander und z. T. zusammen mit den obigen Blöcken vorkommenden zahlreichen gequetschten Granite (6, 23, 28) und hornblendereichen, granitartigen Gesteine (6, 24, 8).

Unter den übrigen Erratikern sind Quarzite und exotische Granite besonders zu beachten. Bei den Quarziten, die im Fontannengebiet in auffallend grosser Zahl auftreten, mögen manche kleinere Blöcke der Nagelfluh des Flussgebiets entstammen, da dieselbe ausnahmsweise auch Rollsteine von Blockgrösse einschliesst (Lit. 5, p. 437). Jedoch sind, wie es scheint, schon Blöcke von einem halben Meter Maximaldurchmesser ziemlich selten; 1,5 m und mehr Durchmesser haltende Quarzitblöcke sind jedenfalls erratisch. Ihre Häufigkeit spricht für den Rhonegletscher als Lieferanten (Triasquarzite des Wallis). Dagegen sind die exotischen Granite in der Hauptsache aus der Habkernflyschzone herzuleiten, woher sie sowohl durch den *Aaregletscher* als auch durch den *Gletscher der Grossen Emme* verfrachtet worden sein können; in den Flyschzonen des Waldemme- und Entlengebiets sind sie bis jetzt nur ganz vereinzelt nachgewiesen worden (Lit. 5, p. 221; 17, p. 11; 19, p. 39).

Hinsichtlich der Verbreitung der Findlinge gelangen wir nach den obigen Erörterungen zu folgenden *Ergebnissen*:

Im vorliegenden Gebiet sind nördlich Doppleschwand von den benachbarten Wiggertälern bis hart an die Kleine Emme bezeichnende Erratika des Rhonegletschers in grösserer Zahl ausgestreut; südwärts, im westlichen Flussgebiet der beiden Fontannen finden sich vielfach vorherrschend erratische Blöcke, die vom riss-eiszeit-

lichen Aare- bzw. Gr. Emme gletscher herstammen dürften; sie kommen bis 1030 m Meereshöhe vor. Die Vorkommnisse von Stauschottern im Bezirk zwischen der Fontannenmündung und Wolhusen sprechen für die Anwesenheit des Reussgletschers zur Riss-Eiszeit im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

IV. Untersuchungen in der Gegend nördlich Wolhusen

Die plötzliche Richtungsänderung der Kleinen Emme bei Wolhusen ist eine so eigentümliche Erscheinung im Kartenbild, dass sie schon wiederholt von den Forschern diskutiert worden ist. Dass die Emme ehemals von Wolhusen gegen N floss, wird durch das Bestehen des „*Trockentals*“ *Wolhusen-Willisau* bewiesen, das als gut entwickeltes, etwas gewundenes Flusstal dem Rand der äussersten Moränen des Reussgletschers entlang verläuft. Sicher ist, dass die Emme diesen Lauf zeitweise während der letzten Eiszeit eingeschlagen hat (Lit. 12, S. 496; 10, S. 423). Möglicherweise war dies auch in der Riss-Eiszeit der Fall; dafür kann das Vorkommen von stark verkittetem Schotter in zirka 580 m bei „*Schlössli*“ nächst nördlich Wolhusen, linksseitig des beim Dorf in die Emme mündenden Wiggernbachs, geltend gemacht werden. Diese löcherige Nagelfluh, deren Bänke nach O einfallen, enthält neben vorherrschenden Nagelfluhgeröllelln alpine Kalksteine und Sandsteinmaterial.

Aus Schottermassen mit gleichem Geröllbestand baut sich auch die 20 m hohe Terrasse von „*Berg*“ auf, die sich südlich „*Schlössli*“ rechtsseitig des Bachs befindet. Diese Ablagerung scheint jedoch im Gegensatz zur vorigen vorwiegend aus lockeren und horizontalen Schichten zusammengesetzt zu sein (Aufschluss bei Bergboden).

Der Schotter von „*Berg*“ stammt wohl aus der Würm-Eiszeit; der von „*Schlössli*“ dürfte älter sein; nach Lage und Aufbau möchte ich ihn als Stauschotter der Riss-Eiszeit auffassen. Entschieden liegt aber im Talzug *Wolhusen-Willisau* nicht der älteste Lauf der Kleinen Emme vor.

Dies ergibt sich einsteils aus der tiefen Lage der Sohle, der jugendlichen Form des Stromtales und aus dessen Verlauf unmittelbar dem Ostrand des Napfmassivs entlang. Dazu kommt ein weiterer Umstand: Östlich des in Rede stehenden *Trockentals* ziehen sich noch zwei andere Talzüge aus der Gegend von Wolhusen vom

Flusstal der Kleinen Emme weg nordwärts, das Tal der *Schwarzenbäche* und das Tal des *Bilbachs*. Diese zeigen sanftere Böschungen als der westliche Talweg, und gegen N nimmt bei ihnen die Talbreite beträchtlich zu. Sie sind stellenweise von Moränen des Reussgletschers verbaut; in beiden finden sich wie in dem ersten Talzug Talwasserscheiden, die verlassenen Tälern eigen sind. Sie setzen nun auf der Nordseite des Emmetals an einer 50 m hohen, von Moräne bedeckten Felsterrasse ein: In ihren Sohlen ist die anstehende Molasse bis 580 und 590 m vorhanden. Die letztere Tatsache ist insofern von Bedeutung, als die angeführte Felsoberfläche dem älteren Talboden der Kleinen Emme entspricht, der unter den Diluvialbildungen der Terrassenlandschaft von Ebnet-Obermoos nachgewiesen werden konnte.

Es bestehen demnach verschiedene Anhaltspunkte für die Annahme, dass die Kleine Emme während bestimmter Phasen des Eiszeitalters ihren Lauf in der Richtung der Schwarzenbäche oder des Bilbachs gegen Grosswangen genommen hat. Ja, es ist nicht unwahrscheinlich, dass in dieser Richtung der früheste Emmelauf zu suchen ist. Hierfür sprechen die allgemeinen topographisch-morphologischen Erscheinungen des Geländes nördlich Wolhusen, insbesondere die Höhen- und Böschungsverhältnisse.

Südlich dieser Ortschaft erkannten wir im Tal der Kleinen Emme zwischen 700 und 800 m ein ehemaliges Sohlenniveau, das als das Niveau eines höchstgelegenen alten Talbodens gelten kann. Nördlich Wolhusen treten nun die über 730—750 m aufragenden Höhen mehr und mehr auseinander, und es dehnt sich hier eine breite hügelige Landschaft aus, deren Erhebungen alle unter 730 m liegen; die Felsoberflächen mehrerer flacher Hügel (Anhöhen von Fluh, Gummihubel, Landig, Dachsigwald) ordnen sich zunächst in die Höhenlage von zirka 700 m ein; gegen N nehmen die Höhen allmählich ab. Die Breite dieser Landschaft beträgt unmittelbar nordwärts Wolhusen zwischen Wiggernwald und Schächbühl 3,5 km, zwischen Unterschlechten und Ruswilerberg sogar 5,5 km, während sie östlich Werthenstein zwischen Bramegg und Schächbühl (Emmenberg) nur 1,25 km ausmacht. Auffallen muss, dass über dem Niveau der abgeflachten Molassehügel sowohl am Napfmassiv im W, wie am Schächbühlrücken im O die Hänge durchweg verhältnismässig sanft ansteigen. Sie gehören offenbar einem weiten Tale an, das ohne Zweifel ehemals hier zwischen dem nordöstlichen Abfall des Napfberglandes und dem Bergrücken des Schächbühls be-

standen hat und dessen breite Sohle durch die Oberflächen der ungefähr in 700 m Höhe hinaufreichenden Felshügel angedeutet wird. Die Breite dieser Talung muss der erodierenden Tätigkeit eines grössern Flusses zugeschrieben werden, und zwar dürfte dies nach Lage der Talung in erster Linie die Kleine Emme gewesen sein.

Allerdings verzeichneten wir auch zwischen Werthenstein und Schachen über dem heutigen Flusstal vorzüglich ausgebildete Felsterrassen um 700 m Meereshöhe, namentlich an der rechten Talseite (vgl. S. 30). Diese könnten blos Denudationsflächen sein. Immerhin ist nicht ganz ausgeschlossen, dass sie zum Teil doch Sohlenreste eines älteren Tales sind, vielleicht der Seitenbäche von der Nordflanke des Brameggrückens und des Stäubligbachs vom Emmenberg her.

Vermutlich hatte die Emme schon vor dem Eiszeitalter einen von Wolhusen gegen N gerichteten Lauf inne. Durch Neueinschneiden in die breite Talung während der Diluvialzeit sind die geschilderten tieferen Talzüge entstanden, neben denen Reste des alten Talbodens als flache Hügel aufragen.

Schwer zu deuten ist die östliche Ablenkung der Emme. Dieses Problem wird in den späteren Ausführungen noch kurz erörtert werden.

Dritter Teil

Ergebnisse

A. Der Formenschatz des Untersuchungsgebiets und seine Entstehung

Übersicht

Unser Gebiet, eine Mittelgebirgslandschaft, zeichnet sich durch ein starkes Relief, einen reichen Formenschatz aus.

Es ist dies vor allem auf die hohe Meereslage des Gesamtgebietes und auf die damit zusammenhängende kräftige Zerschneidung und Durchtalung durch das fliessende Wasser zurückzuführen.

Dabei machen sich, obwohl wir es ausschliesslich mit Gesteinen der Molasse zu tun haben, auch Unterschiede der Gesteinsschichten in den Geländeformen bemerkbar, indem häufig die mächtigen Nagelfluhbänke ausgesprochene Steilabstürze darstellen, während auf den weicheren Sandsteinen und Mergeln sanftere Böschungen auftreten.

Auch die Faltung, von der die Molasseschichten betroffen wurden, kommt unverkennbar in bestimmten Formen des Geländes zum Ausdruck, so insbesondere in der Richtung und Gestalt von Isoklinalkämmen, bzw. von anti- und isoklinalen Talfurchen. Zahlreich sind indes auch die Erhebungen und Täler, die unabhängig von Struktur und Gesteinsschichten verlaufen und die nach ihrer besonderen Gestaltung sehr mannigfaltig sind.

Ferner spielen die Ablagerungen der Diluvial- und Alluvialzeit eine bedeutende Rolle in den Geländeformen.

Die beiden Hauptgruppen der Landformen, Abtragungs- und Aufschüttungsformen, finden sich in unserem Gebiet in typischen Arten, und zwar herrschen die ersteren im grossen und ganzen vor und bestimmen den Charakter der gesamten Landschaft. Diese Formen treten uns entgegen in Erhebungen: Bergkämmen, Kuppen und Rundbuckeln, als Vertiefungen und Abflachungen, wie Täler und Terrassen.

Die Aufschüttungsformen verdanken ihre Entstehung hauptsächlich glazialen und fluviatilen Vorgängen; dementsprechend sind es bald Moränen und fluvioglaziale Schotter in Form von Terrassen, bald Talbodenschotter und Schuttkegel; dazu kommen noch Schlipfbildungen und Bergsturzhaufen.

I. Die Erhebungen

Unter den Erhebungen seien die *Isoklinalkämme* angeführt, deren Richtung durch den Verlauf der Falten bedingt ist; solche sind die Beichlen und der Farnerenbergzug einsteils, der Schüpferberg oder die Egg anderseits. Die erstgenannten Erhebungen erscheinen als Südschenkel einer breiten Antiklinale der gefalteten Molasse; die Egg würde dem Nordschenkel entsprechen. Indes sind die geologischen Verhältnisse nicht so einfach; dies geht aus den stratigraphischen Untersuchungen von R. Schider und H. Mollet (Lit. 17 und 19) hervor.

In beiden Isoklinalzügen spielen mächtige Nagelfluhbänke bei der Gestaltung im einzelnen eine wesentliche Rolle; auf sie sind namentlich da, wo die Schichten abbrechen, die Felsabstürze der Kammzonen zurückzuführen. (Über die spezielle Gestaltung jedes Bergzuges siehe die Einzelbeschreibung im II. Teil.)

II. Die Täler

Die Täler des Untersuchungsgebietes sind Erosionstäler; sie weisen nach Lage und Beschaffenheit grosse Mannigfaltigkeit auf.

Das *Haupttal* ist in seinem Verlauf auf bestimmten Strecken durch das Streichen der Gesteinsschichten, bzw. Faltenzüge bedingt (Tablabschnitt Schüpfeim-Entlebuch). Auf andern nimmt es den Charakter eines Quertals an (Abschnitt Entlebuch-Wolhusen und Wolhusen-Schachen). In diesen Strecken zeigt das tiefere Flusstal neben einer Gefällszunahme auffällige Verengungen, die gewöhnlich mit härteren Gesteinsbänken, besonders Nagelfluhschichten, zusammenfallen (S. 13 f.).

In der Gegend von Schüpfeim hat das Haupttal eine beträchtliche Ausschleifung durch den eiszeitlichen Waldemmegletscher erfahren; es erscheint dort mehr oder weniger als ein glazial ausgeweitetes Zungenbecken.

Eine bemerkenswerte Übereinstimmung der Talrichtung mit dem Streichen antiklinal gestellter Molasseschichten besteht beim

Längstalstück Escholzmatt-Schüpfheim, das ebenfalls deutlich die Erosionswirkung der Diluvialgletscher erkennen lässt.

Beinahe sämtliche in das Tal der Emme einmündenden *Seitentäler* und *Bachläufe* sind V-förmige Engtäler; unter ihnen haben einzig die grössten ein mehr oder weniger ausgeglichenes Gefälle, so die Fontannentäler. Dagegen zeigen die kleinern Bachtäler in der Regel im Unterlauf ein stärkeres als im Mittellauf; nicht selten äussert sich das grössere Gefälle in Wasserfällen, die in härteren Bänken liegen.

Gut ausgeprägt ist diese Erscheinung unter anderm im Talgebiet zwischen Entlebuch und Wolhusen, wo das Tal des Hauptflusses den Charakter eines von Felswänden begleiteten cañonartigen Taleinschnitts besitzt und die Emme noch heute in Tiefenerosion begriffen ist, oder ähnlich im vordern Entlengebiet. Es handelt sich dabei nicht bloss um eine gewöhnliche fluviatile Übertiefung der Haupttäler, vielmehr sind in diesen Gegenden die seitlichen Bachläufe auf Ablagerungen der letzten Eiszeit verlegt worden und schneiden jetzt in ihrem Unterlauf neue Rinnen in den anstehenden Fels ein, während die Hauptgewässer nach der jüngsten Vergletscherung nur ihre alten Talwege etwas weiter eintieften.

Wichtig für die Frage der Talbildung im Untersuchungsgebiet ist das Querprofil der Täler; denn meistens sind in den Hängen oder über der Talsohle Terrassen vorhanden, die, insofern es sich um Erosionsterrassen handelt, eine Periodizität der Talvertiefung anzeigen.

III. Die Terrassen.

Wir haben zu unterscheiden zwischen Denudations- und Erosionsterrassen; diesen fügen sich die Aufschüttungsterrassen an.

1. *Denudationsterrassen.*

Die Denudationsterrassen sehen wir in unserer Landschaft bezeichnenderweise in den Nagelfluhbezirken zahlreich und gut entwickelt, wo sie an die Mergel- und Sandsteinschichten zwischen den Nagelfluhbänken gebunden sind. So ist der nordwestliche Abfall des Nagelfluhrückens der Farneren südlich Schüpfheim durch eine grosse Zahl auftälliger Schichtterrassen und -vorsprünge gegliedert. Ebenso sind diese Terrassen im Nagelfluhgebiet nördlich Entlebuch allenthalben vorzüglich ausgebildet. Dort haben sie ent-

sprechend der Lage der Gesteinsbänke eine gegen N oder NW gerichtete Oberflächenneigung; eine Abwitterungsterrasse dieser Art ist beispielweise die Stöckern-Zeugschürli-Terrasse, die am Westabhang der Bramegg von 800 auf 900 m ansteigt.

Eine besondere Stellung nehmen jene an weiche Gesteins-schichten geknüpften Felsterrassen ein, die in einem alten Tal-niveau liegen, wie die in den Kanten mit Nagelfluh zusammen-fallenden, hochgelegenen Terrassen der linken Talseite zwischen Schüpfheim und Hasle (S. 54) oder die in 700—760 m zwischen Werthenstein und Schachen auftretenden Terrassenflächen (S. 69). Diese kann man auch als Talbodenreste deuten.

2. *Erosionsterrassen*

Nach ihrer Höhenlage unterscheiden wir: „Hohe Terrassen“, die 100—150 m über der Talsohle liegenden, höchsten beobachteten Abtragungsflächen von meist bedeutender Breitenentwicklung und „Tiefere Talterrassen“, die in Höhen von 4 m bis im Maximum 60 m über dem Talboden auftreten.

a) *Die „Hohen Terrassen“.* Diese lassen sich im Längstal des Untersuchungsgebietes in einen langsam talauswärts von zirka 1000 auf 720 m fallenden Terrassenhorizont einreihen. Aber auch im oberen Talgebiet, im Tal der Waldemme, ist ein entsprechendes Terrassenniveau nachzuweisen. Die betreffenden Terrassen sind im Mariental: Jänzimatt (1380—1500 m), Steinetli-Witenlauenen (1380 m), Unter-Saffertberg (1230 m) im Südelbachgraben. Unterhalb Sörenberg folgen: Neuhüttli (1175 m), Junkholz (1140—1190 m), Felsterrasse Bleickenboden (1130—1140 m) am Ausgang des Roth-bachtals, Mettlen (1031 m) und Unter-Spirberg (1032 m) bei Flühli, Glashütten-Zopfweidli (1030 m), Haselegg (1054 m), Eggen (890 m) und Egerten (880 m) am Talausgang.

Im *engern Untersuchungsgebiet* gehören dem hohen Talniveau an: Die Erosionsflächen von Hütten-Tellenbachschwendi vor der Beichlen, in zirka 1000—920 m (S. 30); die Haslehohwald-Terrasse (S. 28 f.), Gefälle von 950 m auf 850 m; die Terrassen von Unter-berg-Willischwand-Bodnig an der linken Seite der Längstalfurche Escholzmatt-Entlebuch, Höhe 910—860 m (S. 54). Im Abschnitt Entlebuch-Wolhusen, die terrassenförmigen Böschungen und Fels-flächen linksseitig über dem Flusstal in ca. 800—730 m (S. 56, 60); genau auf ihr Niveau führt auch eine bis zur Talmitte ge-

dachte Verlängerung der 3—6° gegen WNW—NW geneigten Felsoberfläche des breiten nördlichen Brameggrückens. Diesem Terrassenniveau sind schliesslich nach den Ausführungen im Vorhergehenden (S. 68) die flachen Molasserücken bzw. Talterrassen in 700—720 m Meereshöhe nördlich und östlich Wolhusen zuzuordnen.

Im Fontannengebiet ist unser Talhorizont über den engen, steilwandigen Taleinschnitten, wo sich in 100—150 m Höhe über den Flussläufen die sanfteren Böschungen der ausgeglichenen Erosionslandschaft einstellen (S. 60), anzugeben.

Von wesentlicher Bedeutung ist, dass alle angeführten Terrassen leicht in ein talauswärts gerichtetes einheitliches Abdachungsniveau eingeordnet werden können: Sie erweisen sich als Talterrassen und sind wohl die Überreste des *präglazialen Talbodens* des Entlebuchs. Dafür sprechen folgende Gründe: Sie stellen die höchsten als Talterrassen erkennbaren Abtragungsflächen des Untersuchungsgebietes dar; sodann müssen sie älter sein, als die übrigen Erosionsterrassen, von denen die höheren dem früheren Eiszeitalter zuzuweisen sind.

b) *Die „Tieferen Terrassen“.* Im obern Talabschnitt des speziellen Untersuchungsgebietes, in dem diese niederen Terrassen am deutlichsten hervortreten, haben wir sie drei Talböden, in 30—50, 10—20 und 3—5 m Höhe über dem gegenwärtigen Emmelauf, zugewiesen (S. 18 ff.). Äquivalent sind im mittleren Abschnitt die 30—50 m aufragende Felsterrasse von Entlebuch-Ebnet-Obermoos (S. 38), die 15—20 m und die 5—10 m hohen Terrassen des Emmentals (S. 23 f.).

Die verschieden hohen Erosionsterrassen über den recenten Sohlen der Täler deuten darauf hin, dass die Talbildung im Entlebuch, wie in andern Landschaften der Schweiz, etappenmässig vor sich ging. Es frägt sich nun, ob auch zeitlich in der Entwicklung Übereinstimmung mit anderweitigen Flussgebieten herrscht. Nach den Ausführungen verschiedener Autoren erfolgte für einen grossen Teil des schweizerischen Mittellandes die Haupttalvertiefung in der Mindel-Riss-Interglazialzeit, da vielerorts Hochterrassenschotter sogar unter dem Niveau der alluvialen Talsohlen auftritt.

In dieser Hinsicht macht jedoch unser Gebiet eine Ausnahme. Zwar scheint der von Wolhusen nach N gehende ehemalige Talweg der Kleinen Emme bei dieser Ortschaft während des Eiszeitalters bis zur Tiefe des heutigen Emmetals in die Molasse einge-

schnitten gewesen zu sein, indem die alten fluvioglazialen Schotter der Terrassen von Blindei und Höchweid im Flusstalabschnitt Wolhusen-Schachen von einer durch den obigen Talzug abfließenden Strömung hergeleitet worden sind, die mindestens eine Tal-tiefe von 560 m beim Wolhusener Flussknie verlangt; dies würde auch dem Vorkommen von Hochterrasse in der Talsohle des Wiggertals unterhalb Willisau (Lit. 10, S. 80) entsprechen. Anderseits schneidet nun aber die Emme auffallenderweise in ihrem Flusstal oberhalb Wolhusen bis hinauf ins Waldemmegebiet kein Diluvium an — nur grössere Findlinge finden sich gelegentlich im vielfach felsigen Flussbett — so dass hier nicht einmal ein vorwürmzeitliches Alter des *bestehenden Talbodens* angenommen werden kann; er ist postglazial entstanden. Es ist im ganzen auch kaum an eine epigenetische Talbildung der Postglazialzeit zu denken; ein wesentlich tieferer, älterer Tallauf neben dem vorliegenden liess sich nicht feststellen.

Selbst die 3—10 m hohen Terrassen, die nirgends von Moräne überlagert sind, stellen die Reste eines offenbar erst nach der würm-eiszeitlichen Hauptvergletscherung entstandenen Talbodens dar.

Mit der bis zur Gegenwart andauernden Vertiefung der Täler des Untersuchungsgebietes steht neben den geologischen Verhältnissen zweifelsohne auch in erster Linie die jugendliche Form des Querschnitts langer Talstrecken (Flusstal Entlebuch-Wolhusen, Fontannentäler u. a. m.) in Zusammenhang; ferner sind hierfür die durch die Vergletscherungsverhältnisse bewirkte Aufstauung der Flussläufe und Auffüllung gewisser Talabschnitte durch mächtige Diluvialbildungen mitverantwortlich.

Im Gegensatz zu den niedrigsten sind die höherliegenden Terrassen von Diluvialablagerungen, von Moränenbildungen oder Schottern überdeckt, vorwiegend von solchen der Würmvergletscherung: Die 10—20 m-Terrassen sind die Reste eines jedenfalls vor der letzten Eiszeit geschaffenen Talbodens. Nach dem Vorkommen der diluvialen Nagelfluh nördlich Wolhusen in zirka 15 m Höhe über dem Emmespiegel, die wir der Riss-Eiszeit zugeschrieben haben (S. 67), ist derselbe wahrscheinlich in der vorangegangenen Mindel-Riss-Interglazialzeit angelegt worden.

Somit müssten die 30—60 m hohen Terrassen älter sein. Ein relativ hohes Alter dieser höhern Erosionsterrasse wird durch die ihr in der Umgegend von Obermoos südlich Wolhusen auflagernden

alten Flußschotter (S. 45) angedeutet. Die Ablagerung der Schotter geschah durch einen südnördlich strömenden Fluss, die damalige Kleine Emme. Angesichts der Nähe des Riss-Schotters nördlich Wolhusen und der Höhe des alten Talbodens südlich dieser Ortschaft ist die Annahme einer zeitlichen Übereinstimmung unwahrscheinlich; der in Rede stehende Talboden dürfte also bereits vor der Grossen Interglazialzeit bestanden haben; wir bezeichnen ihn als *Mindel-Talboden*. Damit ergibt sich eine gewisse Übereinstimmung mit den talbildenden Vorgängen in den benachbarten Tälern der Luthern und der Grossen Emme (Lit. 14, S. 16).

Im Waldemmetal könnten die folgenden 40—60 m hohen Talterrassen unserm Mindel-Talboden zugehören: Die Terrasse Klusstalden (820 m), ein Terrassenvorsprung in 900 m neben dem Ausgang des Hellschwandbachtobels und bei Glashüttenrain, das Plateau von Wald (940 m) bei Flühli, die Terrassenfläche der Hirsegg (1050—1090 m). Unter diesen Terrassen sind talaufwärts bis zur Hirsegg und dort im Liegenden der Moränenterrasse von Sörenbergli, rechtsseitig der Waldemme, noch zahlreiche nur 15—25 m über dem recenten Flussniveau befindliche kleinere Felsterrassen sichtbar, die Stücke einer dem 10—20 m-Talboden des Haupttals äquivalenten Talsohle sein werden.

Im Entlenquertal ist die in der Höhe der vor dem Talausgang gelegenen Erosionsfläche von Hasle auftretende Terrasse von Frauental, mit der talauf anschliessenden Felsterrasse unter den Moränen von Burg (S. 33), den 30—50 m-Terrassen des Haupttals gleichzustellen; vielleicht darf der betreffende Talboden auch über der 30 m tiefen Felsklamm bei Glashütten angenommen werden.

Die Fortsetzung des Mindel-Talbodens bei Wolhusen führt nach den Erörterungen S. 68 einerseits in dem Talzug des Bilbachs oder der Schwarzenbäche nach Norden, anderseits nach Osten, in der Richtung des jetzigen Emmetals, wo das gleiche Talniveau in den 50—60 m hohen Felsterrassen zwischen Werthenstein und Schachen (S. 24 ff.) erhalten ist. Anscheinend hat schon in der ältern Diluvialzeit eine Verlegung des ursprünglich nördlichen Emmelaufs nach O stattgefunden, aber durch welche Umstände diese Ablenkung verursacht wurde, lässt sich schwer sagen. Mutmasslich ist sie auf die Anzapfung durch einen subseqüenten Nebenfluss der Reuss zurückzuführen.

Nach der Zahl der rekonstruierten Talbodensysteme sind für das Haupttal des Untersuchungsgebietes wenigstens fünf Phasen

der Taleintiefung zu unterscheiden. Von diesen entsprechen bei der durchgeföhrten Altersbestimmung der Talböden die drei ersten den im zentral- und ostschweizerischen Mittelland allgemein erkannten Erosionsphasen der tertiären und diluvialen Talbildung; die beiden verbleibenden aber sind eine lokale Erscheinung.

Die Talbildung bis zur jüngern Diluvialzeit wird in unserem Lande von mehreren Forschern übereinstimmend mit Hebungen bzw. Schieflstellungen der Alpen und des Molassegebietes in Zusammenhang gebracht¹; für die Zeit des Diluviums ergibt sich diese Auffassung mit grösster Wahrscheinlichkeit nach den heutigen Gefällsverhältnissen der präglazialen Landoberfläche und der interglazialen Talwege. Auch die Neigungsgverhältnisse unserer Terrassensysteme des Haupttals oberhalb Wolhusen, über die die nachstehende Tabelle Aufschluss gibt, mögen für die genannte Ursache der interglazialen Taleintiefungen sprechen.

Talstrecke	Präglaziales Talniveau			Talniveau I. Inter-glazialzeit			Talniveau II. Inter-glazialzeit		
	Meeres-höhen der Endpunkte der Tal-strecken	Entfernung in km	Gefälle in ‰	Meeres-höhen der Endpunkte der Tal-strecken	Entfernung in km	Gefälle in ‰	Meeres-höhen der Endpunkte der Tal-strecken	Entfernung in km	Gefälle in ‰
Oberes Mariental bis Untere Hirsegg . .	1380-1170	5,9	35,5	m			m		
Untere Hirsegg bis Flühli . .	1170-1030	4,3	32,5	1060-940	3,9	25	985-895	3,4	23
Flühli bis Klusstalden . .	1030-890	4,7	29,5	940-820	4,1	29	895-775	3,7	32,5
Gegend von Schüpfheim bis									
Gegend von Hasle-Entlebuch	860-820	5,5	7	750-720	4,2	7	735-685	6	9
Gegend von Hasle-Entlebuch									
bis Gegend von Wolhusen . .	820-710	9,3	13	720-610	8,6	12,5	685-610	4,4	17

Für die obige Annahme können geltend gemacht werden: Erstens die auffallend hohen Gefällsbeträge der zwei ältesten, sehr breiten Talböden; zweitens die Tatsache, dass der präglaziale gleiche oder selbst steilere Neigung aufweist wie der Talboden der I. Inter-glazialzeit.

¹ Vergl. Penck & Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 463 und 473. F. Nussbaum, Über die Fortschritte der morphologischen Erforschung der Schweiz in neuer Zeit (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1914), S. 15.

Die Erosionsbeträge der Durchtalung sind im Längstal des Untersuchungsgebiets entsprechend der Höhenlage der alten Talböden für die Tertiär- und Präglazialzeit 3—900 m (berechnet von den das Tal begleitenden höchsten Bergrücken an), für die I. Interglazialzeit ca. 100 m. In der Mindel-Riss-Interglazialzeit beträgt die Tieferlegung der Talsohle im Haupttal des Entlebuchs durchschnittlich nur ca. 20—25 m, während für dieselbe Zeit in den übrigen Flussgebieten des Mittellandes Beträge von 50—150 m ermittelt wurden (Lit. 20, S. 295). Möglicherweise ist der Grund hiefür in Ungleichheiten der Hebung, die Mittelland und Alpengebiet erfahren haben, zu suchen.

3. Aufschüttungsterrassen

Die Aufschüttungsterrassen des untersuchten Talgebiets sind Moränen- und Schotterterrassen.

Bei den *Moränenterrassen* stellen die einen reine Aufschüttungsformen dar. So werden diejenigen bei Rütmätteli, Schwandgaden und Raffholtern unterhalb des Eggkamms westlich Schüpfheim durch Einlagerung von Moräne in Bachtrichter gebildet. Ferner sind hier prächtige, in der Stromrichtung des ehemaligen Gletschers langsam sich senkende Ufermoränenterrassen der Diluviallandschaften von Schwendi-Haslehöhwald und des vordern Entlengebiets zu nennen. Bezeichnend ist die leichte Einsenkung ihrer Oberfläche in den durch Schuttauffüllung der ursprünglichen Depression zwischen dem abgelagerten Wall und dem rückliegenden Hang gebildeten Terrassenstufen; diese sind meistens sumpfig und enthalten Moore und Torfboden, während der erhöhte, trockenere Terrassenrand und der Stufenabfall öfter Wald tragen.

Andere Moränenterrassen sind dagegen erst durch Zerschneidung angehäufter Moränenmassen entstanden, wie jene von Mülleremoos, Schwendeli und Burg im Entletal.

Von den *Schotterterrassen* treten die meisten im Hangenden der das Tal begleitenden Felsterrassen auf und sind wohl zum grössten Teil diluvialen Alters. Vielfach sehen wir heute die ursprünglichen Schotterflächen dieser Terrassen durch aufgesetzte Bachschuttkegel mehr oder weniger verändert.

B. Eiszeitliche Bildungen und Vergletscherungsverhältnisse

Allgemeines

Im vorliegenden Gebiet des Entlebuchs sind aus verschiedenen Zeiten stammende und in verschiedenen Höhenlagen abgesetzte fluviatile, glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen verbreitet.

Mehrmals während des Eiszeitalters ist der Ausgang des Haupttals in der Gegend von Wolhusen durch die Eismassen grosser Gletscher aus den Zentralalpen verbaut worden, wodurch die Talflüsse und die Schmelzwasser der Voralpengletscher des Talgebiets aufgestaut wurden, so dass sie zeitweise kleinere Seen bildeten und zum Teil mächtige Schottermassen ablagerten.

I. Ältere Diluvialbildungen

Als älteste Ablagerungen der Quartärzeit betrachte ich die unter den Moränen von Obermoos (südlich Wolhusen) liegenden alten Emmeschotter; sie sind auf einem Talboden abgesetzt worden, der vor der Mindel-Riss-Interglazialzeit entstanden ist; nach Lage und Beschaffenheit mögen sie dem jüngeren Deckenschotter entsprechen.

Es wurde bereits bemerkt, dass vor der Mindelvergletscherung die Kleine Emme bei Wolhusen nach einem ursprünglichen Lauf gegen N infolge Anzapfung einen späteren gegen O eingeschlagen haben dürfte (S. 27). Offenbar ist nun beim Vorstossen des Reussgletschers der Mindel-Eiszeit, nachdem die Emme zunächst zur Ablagerung ihrer alten Schotter veranlasst worden war, eine neuerrliche Verlegung des Talflusses nach N erfolgt, ohne dass derselbe damals erheblich eingetieft worden wäre. Zu einer Eintiefung kam es aber in der Richtung Wolhusen-Willisau in der Mindel-Riss-Interglazialzeit oder spätestens im Laufe der Riss-Eiszeit. Ob die Emme, wie man nach den Erosionsterrassen im Flüssatal östlich Wolhusen (Höchweid-Dietenei) schliessen möchte, vor der Risszeit wieder gegen O strömte, ist deshalb etwas ungewiss, weil die den Terrassen aufliegenden fluvioglazialen Schotter des Reussgletschers eine ost-westliche Strömung anzeigen (S. 26).

In der Grossen Interglazialzeit muss sich die Emme zwischen Entlebuch und Wolhusen westlich vom früheren Talweg in die alten Schotter eingeschnitten haben, wodurch hier das heutige epigenetische Flusstal angelegt wurde (vergl. Fig. 4).

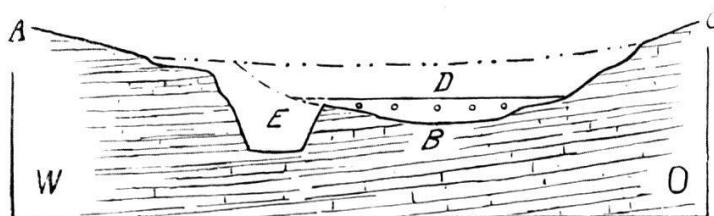


Fig. 4. Schematisches Profil des Klein-Emmets.

AC: Präglaziale Landoberfläche. ABC: Tal vor Ablagerung des alten Emmeschotters. D: Alter Emmeschotter. ADC: Tal nach Ablagerung des alten Emmeschotters. E: Epigenetisch entstandenes Tal der Mindel-Riss-Interglazialzeit.

II. Die Riss-Eiszeit

In der Riss-Eiszeit bewegte sich von Malters her der *Reussgletscher* durch das Tal gegen Wolhusen; er bewirkte eine mächtige Stauung der Lokalflüsse, wie die vorwiegend aus Nagelfluhgerölle zusammengesetzten Schotter in 680—720 m im Bereich der linken Seite des Emmets nordwärts der Fontannenmündung (S. 61 ff.) deutlich zeigen. Reusseis drang sodann bei der maximalen Gletscherausdehnung ins Fischenbachtal ein, stieg dort an den Hängen einige hundert Meter empor, um schliesslich die Bramegg weithin zu überdecken (S. 48 ff.). Westlich der Emme setzte der Gletscher die Moränen des Weidrückens ab, die an mehreren Stellen ausgesprochenen Deltaschottern aufliegen; die letztern und verschiedene Bändertonvorkommnisse am Abfall des Rückens werden in Stautümpeln oder eigentlichen Stauseen zur Ablagerung gekommen sein.

Auf der Nordseite des Napfs gelangte *Eis des Rhonegletschers* ins Flussgebiet der Kleinen Fontannen, zwischen Doppleschwand und Wolhusen unmittelbar bis an die Kleine Emme (S. 66 ff.); an seiner südlichen Flanke wurden jedenfalls auch Blöcke des Aaregletschers verfrachtet.

Zahlreiche Habkerngranite im südlichen Flussgebiet der Grossen Fontannen sind dagegen eher dem *Gletscher des Berner Emmetals* zuzuschreiben, der, durch das Aareeis abgedrängt, wohl den Weg über Marbach nach Escholzmatt genommen hat.

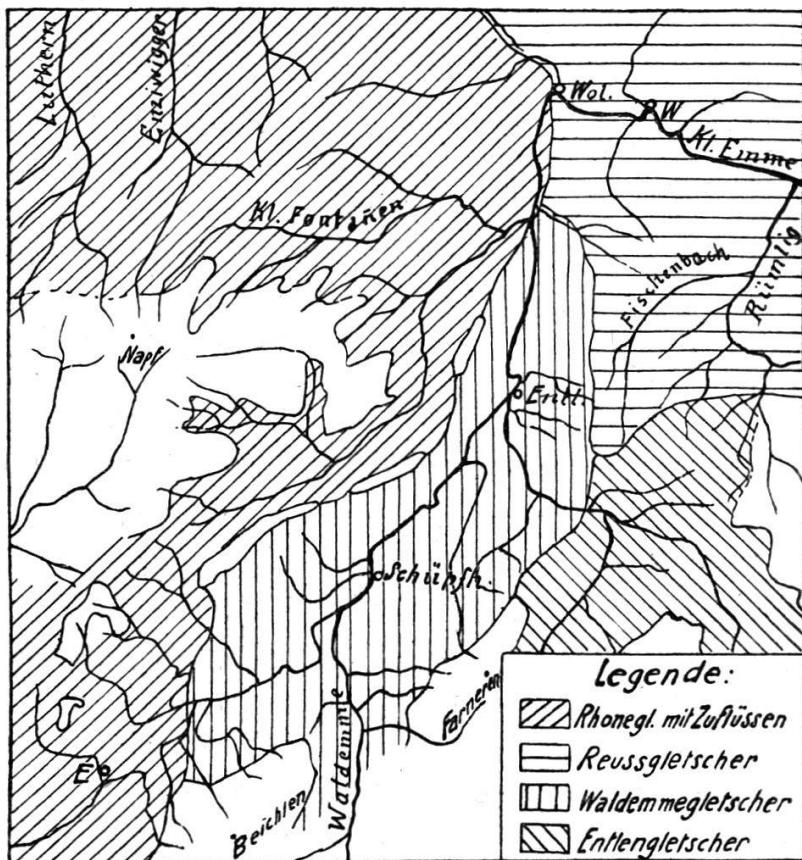


Fig. 5. Die Gletscherausdehnung zur Riss-Eiszeit.

Im grössern Teil der Längstalung des engern Untersuchungsgebietes war bezeichnenderweise überhaupt kein Erratikum von alpinen Hauptgletschern aufzufinden. Das Längstal von Escholzmatt bis Ebnet scheint auch in der Riss-Eiszeit hauptsächlich vom Eis der *Voralpengletscher*, speziell des Waldemmetals, erfüllt gewesen zu sein, das sich talab Entlebuch keilförmig zwischen die Eismassen des Fontannen- und Bramegg-Gebiets hineingedrängt haben mag; zu dieser Zeit stand der Grossentlengletscher im vordern Entletal, bei den hochgelegenen Moränen von Schafberg und Alpeliegg (S. 35), mindestens in 1200—1300 m Meereshöhe, in den tiefen Teilen zweifelsohne durch das Waldemme- und Reusseis stark zurückgestaut. Die Rissablagerungen des Waldemmegletschers finden sich neben solchen des Entlengletschers im Diluvium des Bramegggrückens.

Die *Diluvialbildungen der Bramegg*, die als Moräne und deckenförmig ausgebreitete Schotter beschrieben wurden, sind die bedeutendsten Ablagerungen der Rissvergletscherung in unserm Gebiet, und diejenigen der höheren Rücken werden gemäss ihrer Zusammensetzung grösstenteils von den voralpinen Lokalgletschern

herzuleiten sein. Die im Liegenden bei Staldig in 880—940 m vorkommenden fluvioglazialen Schotter (S. 51) verraten Stauwirkung bei herannahendem Reussgletscher. Im südlichen Brameggbezirk sieht man stellenweise Wechsellagerung von Moräne mit Schottern: Bei Lobenalp fanden wir Grundmoräne nach oben übergehend in mächtigen Fluvioglazialschotter, über diesem, anscheinend schärfer getrennt, wiederum Moräne (S. 51). Diese Lagerungsverhältnisse zeigen Schwankungen in der Ausdehnung der betreffenden Gletscher an.

III. Die Würm-Eiszeit

Bei weitem stärker entwickelt und für die Oberflächen-gestaltung von grösserer Bedeutung als das riss-eiszeitliche ist in unserm Talgebiet das Diluvium der letzten Eiszeit. In gewissen Abschnitten treten uns gruppenweise angeordnete Jungmoränen als eigentliche Moränenlandschaften entgegen, so auf der Hasle-hohwald-Terrasse, bei Müllerenmoos und von Burg bis Lipperen im Enttal. An andern Orten dehnen sich flache Terrassenfelder als Teile von Schotterbildungen aus, namentlich im Haupttal. Dass es sich hierbei meist um fluvioglaziale Ablagerungen handelt, geht aus ihrem Inhalt an gekritzten Geschieben und ihrem Zusammenhang mit Moränen hervor. Daneben gibt es auch echte Fluss- und Bachschotter, die teils älter, teils jünger als die glacialen Ablagerungen sind.

Es können Bildungen der Vorstossperiode der Würmgletscher, solche des Maximalstands und Ablagerungen der Rückzugsphasen unterschieden werden.

1. Bildungen der Vorstossperiode

Diesen gehören nach der Ansicht des Verfassers zwischen Doppleschwand und Wolhusen im tiefern Tal beidseitig der Emme und über der Grossen Fontannen beobachtete frische Schotter- und Bänderlehmvorkommnisse an, über denen jüngere Würm-Moräne auftritt.

Zu den *Schottern*, die sich in ihrer Oberfläche in ein talaus-wärts fallendes Aufschüttungsniveau einordnen lassen, rechne ich typische Emmenschotter an der Mündung des Weghausgräbleins (Doppleschwand) um 635 m, die Flusschotter des Aufschlusses bei Zeugweid südlich des Schintbühlgrabens in 630 m (S. 43), die Schotterbank des Profils unterhalb Kellen um 625—30 m (S. 58),

den Schotterkomplex in 605—625 m am Ausgang des Sagelibachtobels (S. 44), eine Schotterlage in ungefähr 610 m bei der Vereinigungsstelle der beiden Hauptgräben des Schwanderholzwaldes und im Widenweidigräblein östlich Wolhusen nächst dessen Ausmündung in 580—595 m eingelagerte Schottermassen.

Die zum Teil direkt über den Schottern anstehenden *Bänderlehmvorkommisse* — gut aufgeschlossen bei Zeugweid und Kellen, zwischen 640 und 650 m, in einem früher erwähnten Aufschluss bei Fuhren am Hang des Grossen Fontannentals (S. 57), um 655 m, im nördlichen Schwanderholztobel, in ca. 615—650 m, sowie in 660 m bei Unter Thurm — stellen Niederschläge feinen Gletscherschlams in stehendem Wasser dar: Infolge der Absperrung des Emmentals durch den bis Wolhusen vordringenden Reussgletscher entstand wahrscheinlich im Talabschnitt Entlebuch-Wolhusen ein grösserer Stausee, der sich bei einer Spiegelhöhe von wenigstens 660 m auch beträchtlich in die Fontannentäler hineinzog; nach den Deltaschottern unter der Moräne von Doppleschwand (S. 58) ist hier das Seeniveau während der Hochstandsphase der Würmvergletscherung noch höher angestiegen, bis in rund 730 m, so dass sich der damalige Stausee unter Umständen bis in die Gegend von Ennetegg und Menzberg erstreckte.

2. Die Gletscherausdehnung in der Hochstandphase

a) Als äusserste Jugendmoränen des *Reussgletschers* im Untersuchungsgebiet, die wegen starker Schmelzwasserentwicklung vorzüglich aus Schottermaterial aufgebaut sind, haben wir Wallzüge im Terrassengebiet von Obermoos verzeichnet (S. 39 f.). Es wurde darauf hingewiesen, dass dieselben nach O mit Reussgletschermoränen der Gegend von Schwarzenberg, oberhalb Malters, in Verbindung gebracht werden können: Zur Zeit, als der Gletscher die drei Wälle bei Obermoos anhäufte, setzte er bei Schwarzenberg den Moränenwall von Schluchtkapelle (815 m) und die Moränen beim Dörfchen (842 m) ab, die bis an den Rümlig reichen.¹ (Gesamtgefälle des Gletschers am Eisrand auf Strecke Schwarzenberg-Obermoos — ca. 10 %.) Anderseits führt eine nördliche Verlängerung der Obermoos-Moräne über die Moränenanhäufungen am Gummihubel (713 m) westlich Wolhusen nach dem wallförmigen

¹ Vgl. Geologische Karte in 1 : 100 000, Bl. VIII, 1913, Topographischer Atlas, Bl. 204.

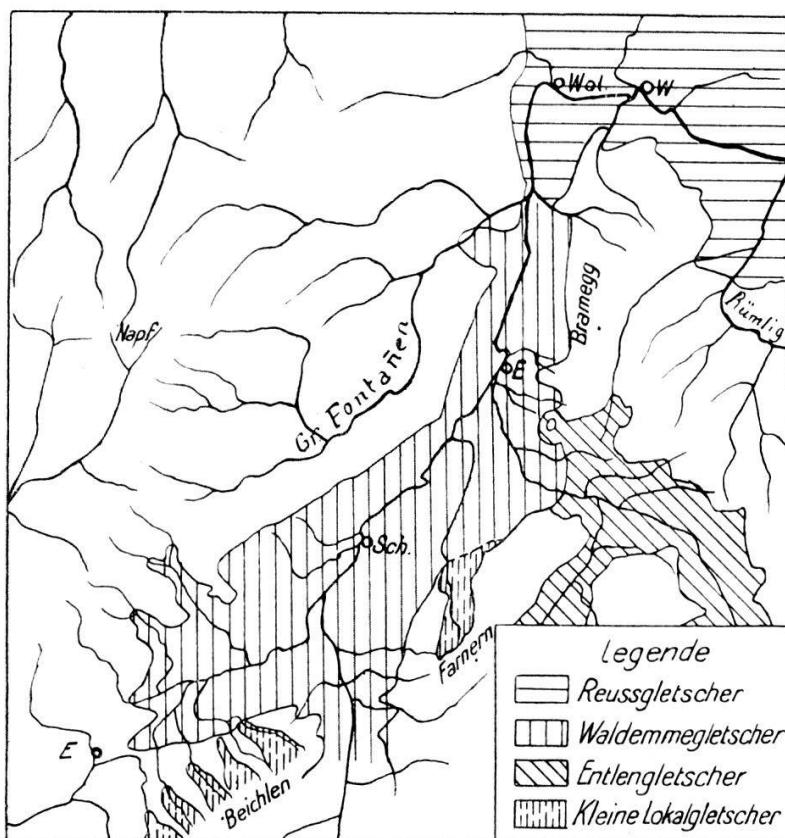


Fig. 6. Die Gletscherausdehnung zur Würm-Eiszeit.

Moränenrücken von Krämiswald (675 m) bei Menznau, der einem der vier Wallbogen eines äussersten Stirnmoränenkranzes des Reussgletschers in der Talung von Ruswil-Grosswangen entspricht.¹ Nun gehen aber in der dortigen Diluviallandschaft die würm-eiszeitlichen Moränenablagerungen bedeutend über den genannten Wallgürtel hinaus. Es ist deshalb anzunehmen, dass auch in unserm Gebiet der Reussgletscher für kurze Zeit südwärts über die Wallzone von Ernihof-Obermoos bis gegen den Sagelibach, an dem letztes Reusserratikum liegt (S. 46 f.), vorstiess.

Die Schmelzwasser des Entlebuchs fanden in der in Rede stehenden Vergletscherungsphase den Abfluss durch das Tal der Seewag, das sogenannte Trockental Wolhusen-Willisau.

b) Im Maximum der Würm-Eiszeit füllte der *Waldemmegletscher* das Entlebucher Längstal bis zu 1100 m mit seinen um 400 m mächtigen Eismassen an, wobei er einen kleineren Lappen talaufwärts bis in die Nähe von Escholzmatt sandte, während die

¹ Vgl. Geologische Karte in 1 : 100 000, Bl. VIII.

Hauptgletscherzunge bis in die Gegend von Doppleschwand und Ebnet reichte. Der westliche Lappen lagerte damals den Wall von Ober Rütiboden (1094 m) und die Moränen von Strickegg (987 m) am Nordabhang der Beichlen (S. 31) ab, ferner die Moränenmassen linksseitig des Tals zwischen 900 und 970 m im Blapbach-, Bockeren- und Schwandgraben (S. 55). Die rechte Flanke des Hauptarms wird bestimmt durch die höchsten Moränen des Haslehhohwald-gebiets (Kohlgraben, 1100 m, nördlich Küenismatt, 1030 m, Grubenhag, um 1000 m, Nachzel 975 m), bei Ober Burg (882 m), Lugisland (869 m) oberhalb Entlebuch (S. 48), durch Moränenablagerungen bei Bergli nordwärts dieser Ortschaft, in 750 m, und am mittleren Sagelibach (S. 42). Auf der linken Seite finden sich die Moränenbildungen im Bachtalengraben, 970 m, von Obstalden, 960 m, Kriesbaumen-Oberhüseren, 870 m, Im Graben, 830 m, die grosse Doppleschwand-Moräne, 760 – 730 m (S. 57 ff.). Das Ende der Hauptzunge des Waldemmegletschers war also am Sagelibachgraben. Als der Gletscher die Moräne von Grund östlich Doppleschwand absetzte, lag sein Zungenende bei Ebnet.

Das Gesamtgefälle der Oberfläche des westlichen Gletschers betrug vom Waldemmetalausgang bis Strickegg 32,5 ‰, des Hauptarms Waldemmetal-Ebnet 33 ‰. Die Schneegrenze hatte sich, nach dem Waldemmegletscher berechnet, im Maximum der Würm-Eiszeit im Entlebuch bis auf 1400 oder 1450 m gesenkt.

Ein kürzerer Vorstoss, der etwas über die oben angegebenen Grenzen hinausging, wird durch hochgelegenes Erratikum der Tal-

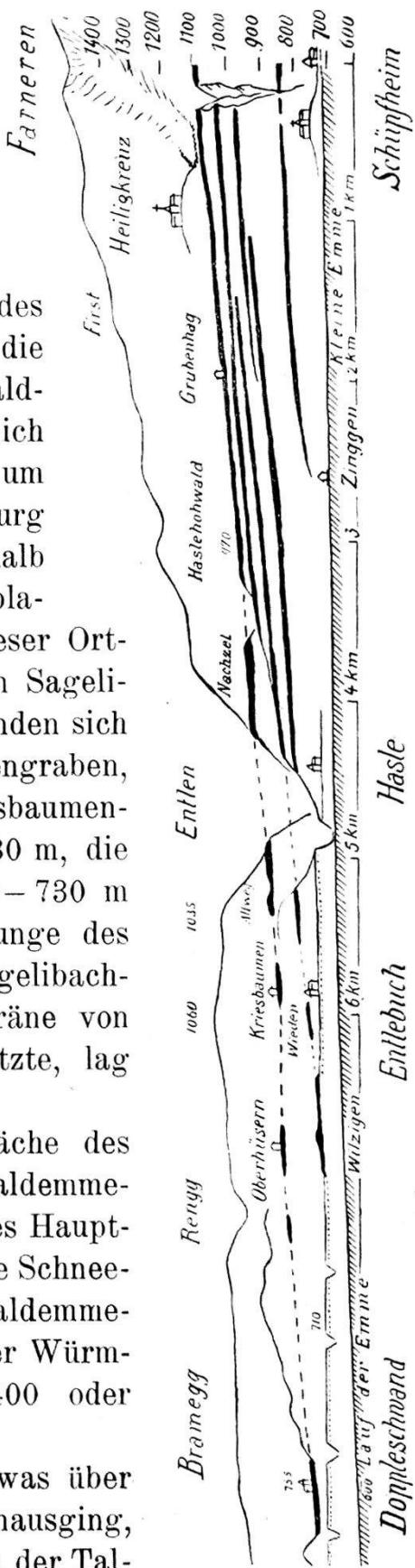


Fig. 7. Die Jungmoränen des Waldemmegletschers.

gletscher bei Küenismatt in 1060 m, am oberen Bockerenbach und durch die Grundmoränenbildung bei Doppleschwend direkt über der Grossen Fontannen angedeutet.

Durch den Waldemmegletscher am Talausgang gestaut, strömte in der Maximalphase der Würm-Eiszeit der *Grossentlengletscher*, verstärkt durch das Eis des Kleinentlentals, bis an die Wasserscheide bei Mettelimoos, wo wir seine Endmoränen bei Mettelimoos-Mooshalden in 1010—1040 m vermerkt haben (S. 34). Orographisch sind die Ufermoränen von Paradiesli in 930—970 m augenfälliger entwickelt.

Die kleinen *Lokalgletscher* der Beichlen und der Farneren stossen am weitesten vor, bis an die obersten Ufermoränenzüge des Hauptgletschers.

3. Die Gletscher- und Diluvialbildungen der Rückzugsphasen

Die verbleibenden Würm-Moränen des Untersuchungsgebietes sind den Gletschern der Rückzugsperiode zuzuschreiben.

a) Im *Reussgletschergebiet* der Gegend von Wolhusen haben die Moränenzüge von Grossteinsiten-Schwanden und Leimen-Höchweid als erste Rückzugsmoränen zu gelten.

Die Moränen bei Höchweid und Leimen sind jedenfalls synchron den südlichsten Moränenwällen im Bilbachtal (vgl. Karte), die sich mit dem Stirnmoränengürtel der ersten Rückzugsphase des Reussgletschers im Tal von Ruswil-Grosswangen in Beziehung bringen lassen; diesen Moränengürtel ordnet, beiläufig bemerkt, Alb. Heim in dem Werk „Geologie der Schweiz“ seinem „Schlierenstadium“ der Würmvergletscherung zu. Das im Maximum der Vergletscherung die ganze Gegend von Wolhusen überdeckende Reuss-eis hatte sich in einen mit dem Gletscher von Ruswil-Grosswangen zusammenhängenden Lappen im Tal des Bilbachs, dessen westlicher Rand über den Schübelberg gegen Buchholz verlief, und einen gegen Schachen zurückweichenden Eisstrom geteilt.

Der Stillstand des letztern bei Leimen ist im Diluvialgebiet von Schwarzenberg durch die Ufermoräne von Schlatt in 750 bis 780 m markiert (Gesamtgefälle der Gletscheroberfläche am Eisrand Schlatt-Leimen = zirka 13 ‰). In Rückzugsphasen, die im Schwarzenberggebiet tiefere Wälle bei Mühlebach-Kantern in 650 bis 700 m und bei Liebetsegg in 680—710 m anzeigen, muss sich derselbe schon bis unterhalb Werthenstein zurückgezogen haben;

dieser Phase entsprechen offenbar die Moränenmassen auf der Terrasse von Deutschenberg und von Bühlenhalden an der Rümligmündung (S. 26).

b) Im Gebiet des Waldemmegletschers bildet die Stirnmoräne von Wilzigen (S. 41) eine gut ausgeprägte Rückzugsmoräne. An diese schliesst sich die auffällige Reihe von Schotterfeldern an, die sich, überlagert von Bachschuttkegeln, in fast horizontaler Ausdehnung bis Ebnet ausbreiten. Es handelt sich in erster Linie um Schottermoräne, bzw. um Stauschotter, die in der Zeit entstanden, als sich der Waldemmegletscher gegen Wilzigen zurückzog. Zufolge der Verbauung des Tals durch die Reussgletschermoränen und seine eigenen Ablagerungen staute sich die Schmelzwasser des zurückweichenden Gletschers; dabei kamen auch Bänder tone (Bänderlehm im Hangenden der Grundmoräne des Sagelibachs und Schintbühlgrabens) und mächtige Schotter zwischen den Endmoränen zur Ablagerung; sie dehnen sich nordwärts bis an den Schwanderholzwald aus. Die allmähliche Auffüllung im intramorä-

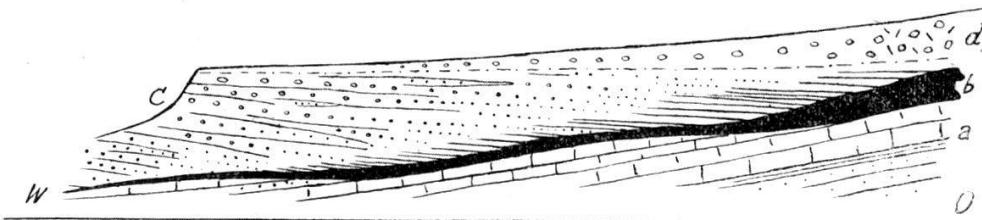


Fig. 8. Schematisches Profil längs des mittleren Sagelibaches.

a Molasse; b Grundmoräne übergehend in Bändertone;
c Moränenschotter;
d von Moräne ausgehender Bachschuttkegel.

nischen Staugebiet von Ebnet-Wilzigen durch diese Bildungen können wir an den Aufschlüssen des mittleren Sagelibachgrabens vorzüglich studieren (Fig. 8). — Als dem Wilzigen-Wall entsprechende Ufermoränen dürfen die links bei Ober-Wieden und rechts von Lochgut bis östlich des Schlichbachs verfolgten Moränenzüge (S. 41, 32) angesehen werden.

Eine spätere, durch die Moränen von Eggenburg-Biberg bezeichnete Rückzugsphase ist ebenfalls durch anschliessendes Fluvio-glazial, die Schotter von Bodnig-Zwischen Wassern, charakterisiert (S. 28, 20). Dieselben weisen in ihrer Oberfläche allerdings ein merkliches Gefälle in der Flussrichtung auf. Da sie keine Stauwirkung zeigen, müssen die Würmablagerungen unterhalb Entlebuch

bei ihrer Aufschüttung bereits bis auf das betreffende Niveau hinab wiederum aus dem Flusstal ausgeräumt gewesen sein.

Verschiedene andere Rückzugsstadien erkennen wir wohl an Wällen auf der Schwendi-Haslehohwald-Terrasse (vgl. Karte); sie treten jedoch im Talgrund nicht als deutliche Moränen hervor.

Jüngere Stillstandslagen wären im oberen Waldemmegebiet zwischen Flühli (894 m) und Sörenberg (1166 m) anzugeben. Über die Vergletscherungsverhältnisse im Talgebiet der Waldemme hat indes F. Antenen in einer eben bei Abschluss meiner Arbeit erschienenen Abhandlung eingehend berichtet.¹

Rückzugsmoränen des Entlengletschers sind die angeführten Wallzüge zwischen Kirchenwald und Entlenmatt im vordern Entletal, die den Moränen zwischen Balmmoos und Krien in der Moränenlandschaft des Waldemmegletschers bei Haslehohwald äquivalent sein mögen.

4. *Morphologische Folgeerscheinungen*

Durch die Ablagerung der eiszeitlichen Moränen und Schotter waren vielfach weitgehende morphologische Veränderungen in der Landschaft eingetreten. Folgeerscheinungen sind Verlegungen und Neuanlage von Fluss- und Bachläufen, bezw. von Teilstrecken solcher.

Während im Talabschnitt Entlebuch-Wolhusen der Emmelauf vermutlich vor der letzten Eiszeit von Entlebuch noch in gerader Richtung nach N ging (S. 43 f.), kam nach derselben infolge einer Ablenkung der Gewässer durch die Wilzigen-Moräne der heutige schlingenförmige Talweg unterhalb der genannten Ortschaft zu stande. Im Moränengebiet des Entlengletschers ergibt sich eine Verschiebung des Flusslaufes der Grossentlen auf den Würm-gletscherablagerungen bei Glashütten, die dort die Ausbildung eines epigenetischen Talstückes zur Folge hatte (S. 36); ebenso ist allem Anschein nach die Kleine Entlen am Ausgang ihres Seitentales auf den bei Müllerenmoos gegen W sich senkenden Moränen von der Mitte an die westliche Seite der Talmulde, wo sie jetzt ein junges, schluchtförmiges Tobel eingräbt, verlegt worden.

Häufig scheinen die Bachläufe in der ganzen Anlage oder doch die Richtung längerer Laufstrecken durch die jungglazialen

¹ F. Antenen: Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, S. 432 ff. Basel 1924.

Aufschüttungsformen bedingt, wie dies bei der Biberen und beim Gretenbach in der Moränenlandschaft von Haslehohwald der Fall ist (S. 29); ähnlich nehmen im Endmoränengebiet des Entlentals mehrere rechtsseitige Zuflüsse der Grossentlen auf grössere Strecke ihren Lauf zwischen Moränenwällen, der Lipperen-, Gräbenwald- und Burgbach; dasselbe gilt vom Krachenbach bei Obermoos. Der eigentümliche Weg des Bilbachs nordöstlich Wolhusen, der dagegen die starken Jungmoränenbogen in seinem Tal quer durchschneidet, ist wahrscheinlich von einem Schmelzwasserbach des nordwärts zurückgehenden Reussgletscherlappens, von dem die Wälle aufgeschüttet wurden, angelegt worden.

IV. Alluviale Bildungen

Diese treten uns entgegen als *Flusschotter* in den rezenten Talsohlen und auf den niedrigen Terrassen, als *Schuttkegel* der zahlreichen Seitenbäche in den Talsohlen und auf den Terrassen, als *Gehängeschutt* und endlich als *Moorbildungen*. Sie sind im einzelnen auf den Seiten 16, 17, 18, 19, 24, 40 und 42 beschrieben und teilweise in den Profilen Fig. 2 und Fig. 8 dargestellt.

Über die Verbreitung der postglazial-alluvialen Ablagerungen gibt die Karte nähere Auskunft.

Literaturverzeichnis

A. Texte

1. *Schnyder von Wartensee, J. X.*: Geschichte der Entlibucher. Luzern 1781.
2. *Schnyder von Wartensee, J. X.*: Besondere Beschreibung etlicher Berge des Entlibuches. Luzern 1783.
3. *Kaufmann, F. J.*: Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Neue Denkschrift. der Allg. Schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissenschaften, Bd. XVII. Zürich 1860.
4. *Kaufmann, F. J.*: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, 11. Lfg. Bern 1872.
5. *Kaufmann, F. J.*: Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, 24. Lfg., Bern 1886.
6. *Hugi, E.*: Die Klippenregion von Giswyl. Denkschrift. der Schweiz. Naturf. Ges., Bd. XXXVI. Zürich 1900.
7. *Antenen, F.*: Die Vereisung der Emmentäler. Mitt. der Naturf. Ges. in Bern 1901.
8. *Früh, J. und Schröter, C.*: Die Moore der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Serie, Lfg. III. Bern 1904.
9. *Geographisches Lexikon der Schweiz*, Bd. I und III, herausg. von Knapp, Borel und Attinger. Neuenburg 1900—1908.
10. *Frey, O.*: Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. Neue Denkschrift. der Schweiz. Naturf. Ges., Bd. XLI, Abh. 2. Zürich 1907.
11. *Letsch, E., Zschokke, B., Rollier, L. und Moser, R.*: Die schweizer. Tonlager. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Serie, Lfg. IV. Bern 1907.
12. *Penck, Albr. und Brückner, Ed.*: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. II. Leipzig 1909.
13. *Antenen, F.*: Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. Eclogae Geol. Helv., Vol. XI. Lausanne 1910.
14. *Nussbaum, F.*: Die Täler der Schweizeralpen. Bern 1910.
15. *Nussbaum, F.*: Die Landschaften des Bernischen Mittellandes. Bern 1912.
16. *Frei, R.*: Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, 71. Lfg., N. F., XLI. Lfg., Abh. 2. Bern 1912.
17. *Schider, R.*: Geologie der Schrattenfluh im Kt. Luzern. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, 73. Lfg., N. F., XLIII. Lfg. Bern 1913.
18. *Flückiger, O.*: Morphologische Untersuchungen am Napf. Jahresb. der Geogr. Ges. von Bern, Bd. XXIV, Abh. 2. Bern 1919.

19. *Mollet, H.*: Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, 77. Lfg., N. F., XLVII. Lfg., 3. Abt. Bern 1921.
20. *Heim, Alb.*: Geologie der Schweiz. Leipzig 1919—1922.
21. *Nussbaum, F.*: Über das Vorkommen von Jungmoränen im Entlebuch. Mitt. der Naturf. Ges. in Bern 1922.

B. Karten

a. Topographische Karten

22. *Karte des Kts. Luzern*, 1: 25,000. Genf 1864 (Kurvenkarte mit Schattentönen).
23. *Topogr. Karte der Schweiz*, 1: 100,000, Blatt VIII und XIII.
24. *Topogr. Atlas der Schweiz*, 1: 25,000 bzw. 1: 50,000, Blatt 198 (Hergiswil), 199 (Ruswil), 200 (Menzberg), 201 (Werthenstein), 372 (Schüpfheim), 373 (Entlebuch), 374 (Escholzmatt), 375 (Schimberg), 386 (Flühli), 387 (Sörenberg), 388 (Giswilerstock).

b. Übersichtskarten

25. *Schulwandkarte des Kts. Luzern*, 1: 50,000. Bern 1910. (Farbige Reliefkarte mit Kurven.)
26. *Becker, F.*: Vierwaldstättersee mit den angrenzenden Gebieten vom Zürichsee bis ins Berner Oberland, 1: 150,000. Bern 1910. (Farbige Reliefkarte mit Kurven.)

c. Geologische Karten

(Herausgegeben von der Geolog. Kommission)

27. *Geolog. Karte der Schweiz*, in 1: 100,000, Blatt XIII, 1873; Blatt VIII, 2. Aufl., 1913.
28. *Geolog. Karte der Schweiz*, in 1: 500,000, 2. Aufl., 1911.
29. *Frei, R.*: Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen, in 1: 1,000,000 (Spezialkarte Nr. 74). 1912.
30. *Schider, R.*: Geolog. Karte der Schrattenfluh, in 1: 25,000 (Spezialkarte Nr. 76a). 1913.
31. *Mollet, H.*: Geolog. Karte des Schafmatt-Schimberggebietes, in 1: 25,000 (Spezialkarte Nr. 91). 1921.



Legende:

Alluvium



Diluvium

Würm-Eiszeit

Würm-Moräne allgemein, Grund-M.

Würm-Moräne des Reussgletschers

Würm-Moräne des Reussgl., vorwiegend

kiesig oder geschottert

Würm-Moränen und -Moränenterrassen

des Waldemergletschers

Würm-Moränen und -Moränenterrassen

der Entlengletscher

Würm-Moränen kleiner Lokalgletscher

(Farneren)

Kiesige Moräne und fluvioglaziale Stau-

schotter d. Voralpengl.

Schotter der Lokalgewässer

Riss-Eiszeit

Riss-Moräne

R = Ablagerungen des Reussgl.

Fluvioglaziale Schotter

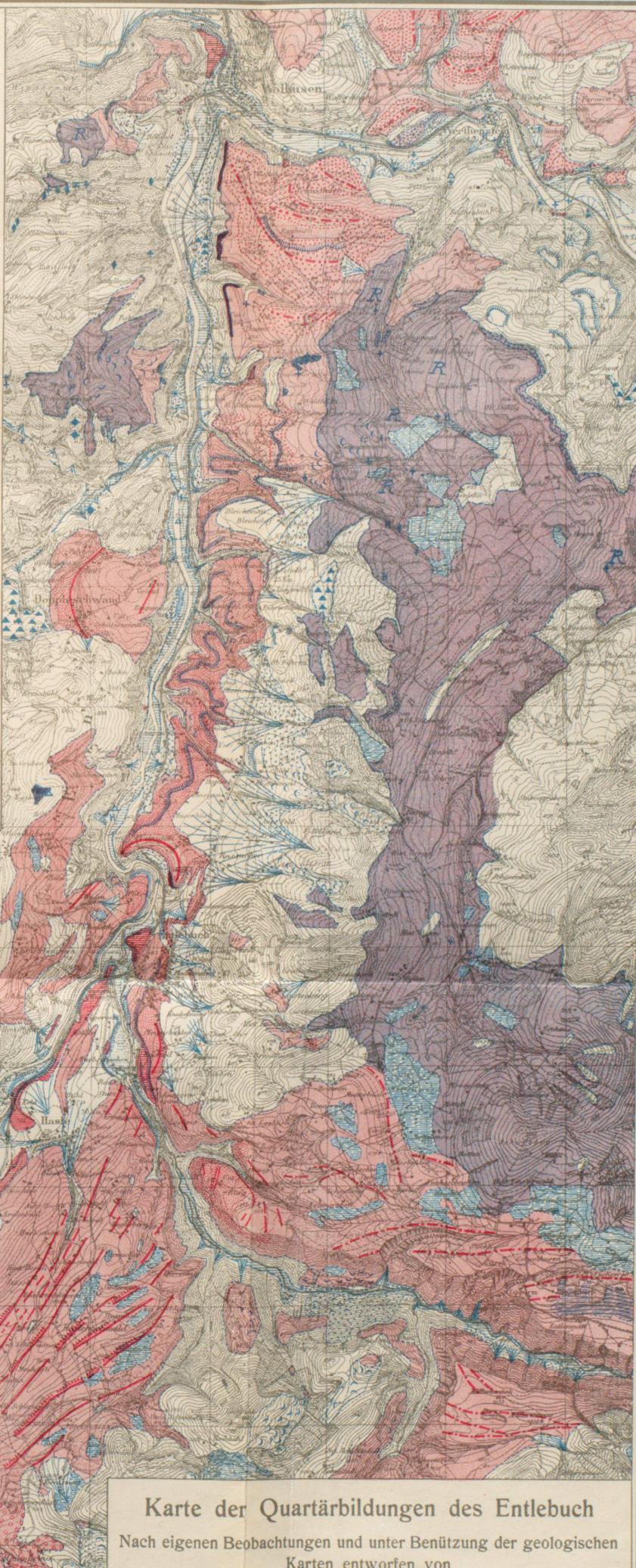
Fluviatile Schotter der Lokalgewässer

Älteres Diluvium

Alte Emmeschotter

Erratische Blöcke

+	Granit	◆	Hornblendereiches Silikat
◊	Gneis	H	Exotischer Granit
●	Diorit	✗	Granitartige Breccie
*	Gabbro	◆	Quarzsandstein, Flyschsandstein
△	Kalk		



Karte der Quartärbildungen des Entlebuch

Nach eigenen Beobachtungen und unter Benützung der geologischen
Karten entworfen von
Joseph Steiner